



Etude du transport isentrope de la vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère

Nadège Montoux

► To cite this version:

Nadège Montoux. Etude du transport isentrope de la vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. Français. NNT: . tel-00446926

HAL Id: tel-00446926

<https://theses.hal.science/tel-00446926>

Submitted on 13 Jan 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

**Spécialité
Sciences de l'Environnement d'Ile de France**

**Présentée par
Melle MONToux Nadège**

**Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

Sujet de la thèse : Etude du transport isentrope de la vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère

soutenue le 25 septembre 2008

devant le jury composé de :

Mme HURET Nathalie.....Rapporteur
M CAMMAS Jean-Pierre.....Rapporteur
Mme PICON Laurence.....Examinatrice
M DURRY Georges.....Examineur
M HAUCHECORNE Alain.....Directeur de thèse
M KECKHUT Philippe.....Co-directeur de thèse

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier mes deux directeurs de thèse. Alain pour sa gentillesse, son intégrité et ses compétences scientifiques. Je crois qu'il sait tout sur tout, dommage que je n'ai pas su le faire parler davantage... Philippe pour ses nombreuses discussions qui fourmillent d'idées, son optimisme et sa grande capacité à manager. Merci à eux deux d'avoir sorti de leurs tiroirs, l'un le modèle MIMOSA, l'autre le cirrus observé à l'OHP qui ont permis de donner une issue à cette thèse. Merci également à Jean-Pierre Pommereau pour sa forte implication dans la première partie de ma thèse. Merci aux membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ma thèse et plus particulièrement merci à Nathalie Huret pour ses corrections pointues de mon manuscrit et Jean-Pierre Cammas pour ses conseils de publication. Un grand merci à Georges Durry pour son optimisme et son instrument μ SDLA qui a finalement pris une part importante dans mon travail de thèse.

Merci également à toute l'équipe informatique : François Bougnet, Olivier Thauvin, Yann Delcambre et Philippe Weill pour m'avoir formé, avoir grappillé pour moi tant de place mémoire, m'avoir fourni des solutions pour faire tourner mes jobs mais surtout de faire qu'au quotidien, on puisse tout simplement travailler sur ces capricieuses machines. Merci à Jean-Claude Lebrun pour les routines idl que lui seul sait trouver. Avant son départ en retraite, j'espère qu'il me livrera ses secrets ... Merci également à Cathy Boonne pour son efficacité et sa réactivité ainsi qu'à Ariane Bazureau pour ses simulations qui finalement ne figurent pas dans ce manuscrit. Merci à Catherine Cardon et Cécile Takacs pour leur efficacité à nous fournir n'importe quelle publication en un temps record. Merci à Michèle Moreau pour le nombre inconsideré de contrats dont elle a dû s'occuper pour mon financement de thèse. Et d'ailleurs, merci à la région de La Réunion et au Fond Européen pour le Développement Régional (FEDER) d'une part et à la Commission Européenne d'autre part, pour avoir financé ma thèse via respectivement le projet CycL'Eau (élaboré par Hassan Bencherif) et le projet SCOUT-O3 (contrat 505390-GOCE-CT-2004).

Merci à toutes les personnes fort sympathiques avec lesquelles j'ai pu discuter tant sur le plan professionnel qu'amical : Michèle Thetis, Francis Dalaudier, Béatrice Morel, Françoise Posny, Jean-Luc Baray, Nicolas Yann, Marjolaine Chiriaco, Julien Jumelet, Hélène Brogniez, Chantal Claud, Eric Quéméraires (grâce à lui, j'ai un chat CNRS !) et bien sûr toute la troupe du curien avec qui j'ai partagé de nombreux repas et pauses thé/café. Merci à mon collègue de bureau, Laurent, qui me supporte déjà depuis 4 ans.

Enfin, ces remerciements ne seraient pas complets sans remercier ma famille. Je vois d'ici ma sœur me dire qu'elle mérite bien une part de mon diplôme pour m'avoir supporté tout ce temps. Alors merci à elle, à mon père et à ma grand-mère. Une pensée pour ma mère que j'aurai aimé un jour voir fière de moi et qui nous manque tant. Merci à mon compagnon, qui n'y comprenant rien à la vapeur d'eau dans la stratosphère, a accepté de m'entendre en parler pendant des heures sans même s'endormir ... enfin presque ! Merci à Michel Crochet, un de mes anciens professeurs pour son soutien amical et ses conseils avisés. Merci à Céline pour son amitié et nos heures de discussion passés à se poser maintes questions.

Etude du transport isentrope de la vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère

Résumé

La vapeur d'eau est un constituant essentiel de l'atmosphère ayant un rôle sur la température à la surface de la terre et un impact sur la couche protectrice d'ozone. Les concentrations de vapeur d'eau en stratosphère (~12 à 50 km d'altitude) ont cependant montré de fortes tendances avec des désaccords importants entre les instruments. La première partie de cette thèse contribue à l'évaluation d'instruments récents dans la haute troposphère et basse stratosphère tropicale. Il s'avère que des biais importants entre les instruments et des variabilités différentes persistent empêchant de combiner les données pour fournir de longues tendances. Néanmoins, certains instruments peuvent être utilisés dans des études scientifiques. La seconde partie de cette thèse s'est focalisée sur les mécanismes introduisant de la vapeur d'eau en basse stratosphère pouvant expliquer une part des tendances observées. Parmi eux, les échanges méridiens quasi-horizontaux et adiabatiques entre la troposphère (0-12 km d'altitude) subtropicale et la stratosphère des moyennes latitudes encore peu documentés font l'objet de cette thèse. Ainsi un modèle adiabatique est adapté pour transporter l'eau sous ses trois phases avec un module de microphysique simplifié. Plusieurs initialisations du champ de vapeur d'eau sont testées. Puis le modèle est utilisé pour quantifier un cas d'étude au-dessus de l'Europe. Le modèle s'avère capable de reproduire les cirrus observés et montre que ce type d'apport de vapeur d'eau est aussi important que ceux liés à la mousson ou à la convection profonde.

Mots-clés : vapeur d'eau – troposphère – stratosphère – données satellites – modélisation – microphysique – transport isentrope – quantification – nuages.

Study of the isentropic transport of water vapour in the upper troposphere and lower stratosphere

Abstract

Water vapour is a primordial constituent of the atmosphere in view of its role on the earth surface temperature and its impact on the protective ozone layer. The ozone mixing ratios in stratosphere (~12 up to 50 km high) showed however high tendencies with great disagreements between the instruments. The first part of this thesis contributes to the evaluation of new instruments in the tropical higher troposphere and lower stratosphere. Bias between the instruments remain high and variabilities differ prevent from combining the data together to obtain long term tendencies. However some instruments could be used in scientific studies. The second part of this thesis study the mechanisms injecting water vapour in the lower stratosphere witch could explain a part of the tendencies observed. Among them, the quasi-horizontal meridian adiabatic exchanges between the subtropical troposphere (0-12 km) and the midlatitude stratosphere, not enough researched, is on the scope of this thesis. Thus an adiabatic model is adapted to transport water in its three phases with a simplified microphysical model. Many initialisations of the water vapour field are tested. Then the model is applied to a study case above Europe to quantify the transport of water vapour. The model is able to reproduce the observed cirrus and shows that this transport is as important as other transports as monsoon or deep convection.

Keywords: water vapour – troposphere – stratosphere – satellite data – modelling – microphysics – isentropic transport – quantification – clouds.

Table des Matières

Introduction générale	11
Chapitre 1 : Généralités sur la vapeur d'eau dans la haute troposphère et basse stratosphère	13
1.1. Description de l'atmosphère :	14
1.1.1. La troposphère :	14
1.1.2. La stratosphère :	15
1.1.3. La tropopause :	17
1.2. Influence de la vapeur d'eau sur la troposphère et la stratosphère :	18
1.2.1. Effet radiatif sur l'atmosphère :	18
1.2.2. Effet chimique sur l'atmosphère :	18
1.2.3. Influence sur la formation des nuages :	19
1.3. Tendance de la vapeur d'eau :	20
1.3.1. Evolution climatique des concentrations de vapeur d'eau :	20
1.3.2. Conséquences sur le climat :	21
a) Influence sur la température :	21
b) Influence sur la concentration d'ozone en stratosphère :	22
1.3.3. Causes possibles :	23
1.4. Dynamique de la haute troposphère-basse stratosphère :	24
1.4.1. Circulation globale :	24
1.4.2. Transport de la troposphère vers la stratosphère à travers les isentropes :	26
1.4.3. Transport de la troposphère vers la stratosphère le long des isentropes :	28
a) Une autre représentation du système troposphère-stratosphère :	28
b) Echanges isentropes de masses d'air entre la troposphère et la stratosphère :	29
c) Transport isentrope de vapeur d'eau de la haute troposphère vers la basse stratosphère :	32
Chapitre 2 : Qualité des mesures de vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère tropicale et subtropicale	35
2.1. Description des données de vapeur d'eau :	36
2.1.1. Le spectromètre à diode laser μ SDLA :	37
2.1.2. L'hygromètre à point de condensation SAW :	38
2.1.3. Le spectromètre SAOZ :	39
2.1.4. SAGE-II :	40
2.1.5. HALOE :	41
2.1.6. MIPAS :	41
2.1.7. GOMOS :	43
2.1.8. AIRS/AMSU :	43

2.1.9. MLS :	45
2.1.10. Modèle Reprobus/ECMWF :	46
2.2. Comparaisons des profils de vapeur d'eau :	47
2.2.1. Profils individuels colocalisés :	47
a) Vol SF-2 :	47
b) Vol SF-4 :	50
c) Conclusion sur les comparaisons de profils individuels :	52
2.2.2. Moyennes de profils individuels colocalisés entre 10°S et 30°S :	53
a) HALOE :	55
b) SAGE-II :	56
c) SAOZ :	57
d) MIPAS :	58
e) GOMOS :	58
f) AIRS :	63
2.2.3. Moyennes zonales :	64
2.3. Conclusion :	67
Chapitre 3 : Modélisation numérique des différentes phases de l'eau	69
3.1. Principe de base du modèle :	70
3.2. Module de microphysique :	72
3.2.1. Formation des nuages dans l'atmosphère :	72
3.2.2. Modélisation des changements de phase de l'eau – Etape 1 :	74
3.2.3. Sédimentation des particules de glace – Etape 2 :	76
3.3. Conclusion :	77
Chapitre 4 : Initialisation de la vapeur d'eau dans le modèle MIMOSA et interprétation des structures de vapeur d'eau des données μSDLA	79
4.1. Initialisation à partir d'une climatologie :	80
4.1.1. Description de la climatologie :	80
4.1.2. Simulation du vol SF-4 de la campagne HIBISCUS :	83
4.2. Initialisation à partir des valeurs du tourbillon potentiel :	85
4.2.1. Relation entre tourbillon potentiel MIMOSA et vapeur d'eau AIRS :	85
a) Description générale de la méthode :	85
b) Application aux cas de la campagne HIBISCUS :	87
4.2.2. Utilisation du concept de latitude équivalente :	91
4.2.3. Comparaison des initialisations pour le vol SF-4 de la campagne HIBISCUS :	92
4.2.4. Conclusion sur le choix de l'initialisation :	97
4.3. Analyse des vols de la campagne HIBISCUS à l'aide du modèle MIMOSA :	98
4.3.1. Analyse de l'intrusion d'air sec vers 9 km lors du vol SF-4 :	98
4.3.2. Analyse de l'intrusion d'air sec vers 6,6 km lors du vol SF-2 :	108
4.3.3. Diminution du rapport de mélange en vapeur d'eau vers 17,5 km lors du vol SF-2 : ...	111
4.4. Conclusion :	115

Chapitre 5 : Etude d'un cas de transport de vapeur d'eau de la haute troposphère subtropicale vers la basse stratosphère des moyennes latitudes	117
5.1. Description du cas :	119
5.1.1. Extension du nuage :	119
5.1.2. Altitude de la tropopause :	122
5.2. Modélisation du cas :	122
5.2.1. Modélisation du cirrus :	123
a) Position du cirrus :	123
b) Origine du cirrus :	124
5.2.2. Modélisation du champ de vapeur d'eau :	127
a) Comparaison entre modèles :	127
b) Comparaison avec AIRS :	134
5.3. Variation des caractéristiques du nuage en fonction des paramètres du modèle :	137
5.3.1. Influence de la vitesse de sédimentation :	138
a) Vérification de la température et de la pression du modèle :	139
b) Variation de la vitesse de sédimentation :	143
5.3.2. Influence du seuil de sursaturation :	145
5.4. Quantification du transport de la troposphère vers la stratosphère :	147
5.4.1. Méthode de quantification du transport de vapeur d'eau :	148
5.4.2. Réversibilité du transport :	150
a) 322 K :	151
b) 344 K :	153
5.4.3. Résultat de la quantification :	153
a) Filament au nord de 60°N entre 320 et 330 K :	154
b) Advection vers 35-50°N entre 320 et 350 K :	156
c) Limitations de la méthode et incertitudes sur la quantification :	159
5.5. Vérification des hypothèses :	160
5.6. Conclusion :	162
Conclusions et perspectives.....	165
Liste des références	171
Annexe 1 : Intensité des étoiles occultées par GOMOS dans chaque bande spectrale	187
1. Définition de l'intensité des étoiles :	188
2. Table des intensités des étoiles :	189
Annexe 2 : Climatologie de la vapeur d'eau	197
1. Choix des données :	198

2. Construction de la climatologie :	199
Annexe 3 : Publication.....	203
Annexe 4 : Liste des abréviations et acronymes	205

Introduction générale

L'évolution du climat et les problèmes environnementaux plus généralement font partis des principales préoccupations actuelles des politiques. Une augmentation moyenne de la température à la surface du globe d'au moins $0,2^{\circ}\text{C}$ par décennie est attendue pour les vingt prochaines années [IPCC, 2007] avec des conséquences environnementales et socio-économiques préoccupantes. Bien que le réchauffement climatique anthropique est aujourd'hui avéré, de nombreuses incertitudes subsistent sur son intensité et sa répartition géographique dues à un certain nombre d'incertitudes sur les interactions entre les éléments qui composent le système {surface, atmosphère}. La vapeur d'eau est un de ces éléments avec de fortes concentrations en troposphère et de faibles concentrations en stratosphère. Même si le dernier rapport du GIEC indique un forçage radiatif faible de $0,07 \pm 0,05 \text{ W.m}^{-2}$ dû à l'augmentation de la vapeur d'eau en stratosphère, elle-même due à l'augmentation des émissions anthropiques du méthane à la surface, ce rapport indique également la faible compréhension scientifique qui réside autour de la vapeur d'eau. En effet, celle-ci peut également agir indirectement sur la destruction de l'ozone en stratosphère ou sur la couverture nuageuse ayant elle-même un effet radiatif important sur l'atmosphère. Les tendances observées sur la vapeur d'eau ces dernières décennies ont de nombreuses incertitudes liées notamment à la qualité des mesures de vapeur d'eau mais également au manque de compréhension des mécanismes responsables de sa distribution et de sa variabilité au sein de l'atmosphère. Ce travail de thèse s'inscrit globalement dans une volonté de palier à ce manque de connaissance et s'organise comme suit.

Dans un premier chapitre, un bilan sommaire de la distribution de la vapeur d'eau dans les 50 premiers kilomètres de l'atmosphère est donné. Puis un portrait de son influence et des différentes tendances observées est exposé. Enfin les différents mécanismes responsables de sa distribution sont énumérés avec les incertitudes qui demeurent.

Dans un second chapitre, les données de vapeur d'eau d'instruments récents sont évaluées dans la haute troposphère et la basse stratosphère tropicale et subtropicale de l'hémisphère sud début 2004.

Un troisième chapitre décrit l'adaptation d'un modèle adiabatique au transport de l'eau sous ses trois phases dans le but d'étudier plus particulièrement le transport quasi-horizontal et méridien entre la haute troposphère tropicale et la basse stratosphère des moyennes et hautes latitudes contribuant à l'hydratation de la stratosphère.

Un quatrième chapitre s'intéresse à l'initialisation du champ de vapeur d'eau dans ce modèle et teste ainsi plusieurs initialisations en confrontant les sorties du modèle à des données vapeur d'eau in-situ permettant au final l'interprétation de ces données.

Un cinquième et dernier chapitre utilise le modèle développé pour étudier un cas de transport de vapeur d'eau de la haute troposphère subtropicale vers la stratosphère des moyennes latitudes au-dessus de l'Europe en janvier 2006. Notamment la capacité du modèle à reproduire les cirrus et à quantifier ce type de transport est étudiée.

Enfin, une conclusion générale résume l'ensemble des résultats de ces cinq chapitres et ouvre sur les perspectives fournies par ce travail de thèse.

Chapitre 1

Généralités sur la vapeur d'eau dans la haute troposphère et basse stratosphère

1.1. Description de l'atmosphère :	14
1.1.1. La troposphère :	14
1.1.2. La stratosphère :	15
1.1.3. La tropopause :	17
1.2. Influence de la vapeur d'eau sur la troposphère et la stratosphère :	18
1.2.1. Effet radiatif sur l'atmosphère :	18
1.2.2. Effet chimique sur l'atmosphère :	18
1.2.3. Influence sur la formation des nuages :	19
1.3. Tendance de la vapeur d'eau :	20
1.3.1. Evolution climatique des concentrations de vapeur d'eau :	20
1.3.2. Conséquences sur le climat :	21
a) Influence sur la température :	21
b) Influence sur la concentration d'ozone en stratosphère :	22
1.3.3. Causes possibles :	23
1.4. Dynamique de la haute troposphère-basse stratosphère :	24
1.4.1. Circulation globale :	24
1.4.2. Transport de la troposphère vers la stratosphère à travers les isentropes :	26
1.4.3. Transport de la troposphère vers la stratosphère le long des isentropes :	28
a) Une autre représentation du système troposphère-stratosphère :	28
b) Echanges isentropes de masses d'air entre la troposphère et la stratosphère :	29
c) Transport isentrope de vapeur d'eau de la haute troposphère vers la basse stratosphère :	32
1.5. Objectif de la thèse :	33

La vapeur d'eau est un constituant essentiel de l'atmosphère puisque sans sa présence la température moyenne à la surface de la Terre serait de -18°C au lieu d'environ 15°C rendant la vie quasi-impossible. Ce chapitre détaille la répartition de la vapeur d'eau au sein de l'atmosphère, son importance, ses tendances ainsi que les mouvements atmosphériques responsables de sa distribution. L'accent sera mis sur le transport isentrope de la vapeur d'eau avant de conclure sur l'objectif de cette thèse.

1.1. Description de l'atmosphère :

L'atmosphère est un milieu stratifié avec la densité de l'air et la pression diminuant exponentiellement avec l'altitude. Par ailleurs, l'atmosphère peut être divisée en plusieurs couches successives à partir du sol : la troposphère, la stratosphère, la mésosphère puis la thermosphère, chaque couche étant caractérisée par un gradient de température opposé (figure 1.1). Les deux couches qui vont particulièrement nous intéresser dans cette étude sont la troposphère et la stratosphère.

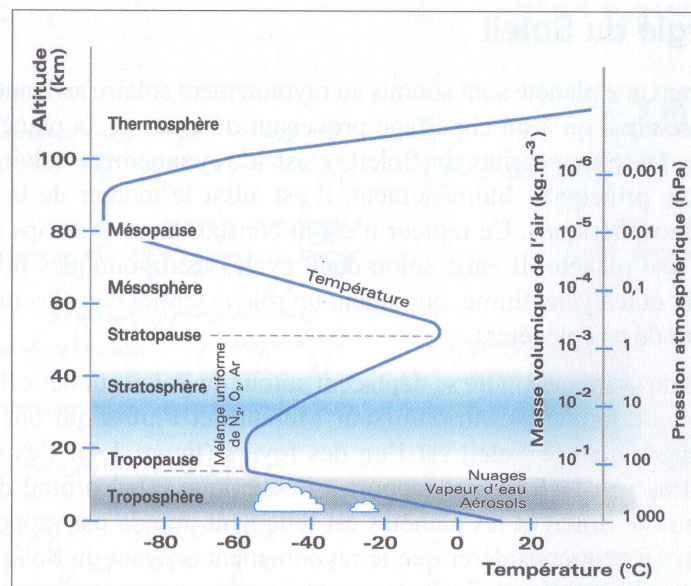


Figure 1.1 : Profil vertical moyen de température de l'atmosphère caractérisant les différentes couches atmosphériques. Source : McIlven, 1992.

1.1.1. La troposphère :

L'épaisseur de la troposphère varie avec la latitude, s'étendant jusqu'à 6-8 km aux pôles, 10-12 km aux moyennes latitudes et 16-18 km au voisinage de l'équateur. La troposphère est caractérisée par une décroissance de la température d'environ $6,5 \text{ K/km}$. De plus la troposphère n'est pas à l'équilibre radiatif et est ainsi de nature instable. Le contenu en vapeur d'eau présent

dans la troposphère provient essentiellement de la surface (et surtout de l'évaporation des océans) et est transporté à plus haute altitude par advection, convection ou diffusion. Etant donné que le maximum de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère (la vapeur d'eau à saturation) décroît lorsque la température décroît, le contenu en vapeur d'eau varie ainsi d'un facteur 10^4 entre le sol et 100 hPa. Ce contenu (*vap*) est souvent exprimé en partie par million en volume (*ppmv*) c'est-à-dire comme le rapport du nombre de molécules de vapeur d'eau (N_{H_2O}) sur le nombre de molécules d'air (N_{AIR}) ou encore comme le rapport de la pression partielle de vapeur d'eau (P_{H_2O}) sur la pression de l'air (P) :

$$vap = \frac{N_{H_2O}}{N_{AIR}} \cdot 10^6 = \frac{P_{H_2O}}{P} \cdot 10^6$$

Le contenu en vapeur d'eau varie alors d'environ 10^4 ppmv en basse troposphère à quelques ppmv en haute troposphère. L'eau dans la troposphère, selon la température et la pression peut coexister sous trois phases avec notamment la formation de nuages d'eau liquide à basse altitude (altitude inférieure à 5 km environ) et de nuages de glace à haute altitude (altitude supérieure à 5 km environ).

1.1.2. La stratosphère :

La stratosphère située au-dessus de la troposphère s'étend jusqu'à environ 50 km d'altitude. Le gradient de température qui caractérise cette couche d'atmosphère est positif. La stratosphère est à l'équilibre radiatif et est ainsi stable du point de vue hydrostatique. Les mouvements sont quasi-horizontaux et adiabatiques, du coup, préférentiellement à la pression, la température potentielle est utilisée comme coordonnée verticale. La température potentielle est définie par la température qu'aurait une particule d'air si elle était ramenée adiabatiquement, c'est-à-dire sans échange de chaleur avec l'extérieur, au niveau de pression $P_0=1000$ hPa. Elle est généralement notée θ , exprimée en Kelvin et est calculée en fonction de la température T (en K) et de la pression P (en hPa) du milieu de la manière suivante :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}} \text{ avec } \frac{R}{C_p} = \frac{2}{7}$$

En stratosphère, contrairement à la troposphère, les surfaces d'égales températures potentielles appelées isentropes sont resserrées indiquant la stabilité de la couche comme le montre la figure

1.2. Sur les surfaces isentropes, un paramètre conservatif a été défini, le tourbillon potentiel, noté PV. Il est calculé sur une surface isentrope selon la formule de Holton [1995] :

$$PV = -g \frac{\partial \theta}{\partial P} (\xi_{\theta} + f)$$

avec : g la constante de gravité : $g \approx 9,81 \text{ m.s}^{-2}$,

$\frac{\partial \theta}{\partial P}$ la variation de température potentielle avec la pression caractéristique de la

stabilité thermique verticale de l'atmosphère,

ξ_{θ} la composante verticale de la vorticité relative évaluée sur une surface isentrope θ et

f le paramètre de Coriolis lié à la rotation de la Terre.

Cette expression sera plus détaillée au chapitre 3 mais globalement, les valeurs de tourbillon potentiel élevées en valeur absolue sont caractéristiques de la stratosphère alors que des valeurs plus faibles en valeur absolue caractérisent la troposphère (figure 1.2). Les valeurs de tourbillon potentiel sont positives dans l'hémisphère nord et négatives dans l'hémisphère sud.

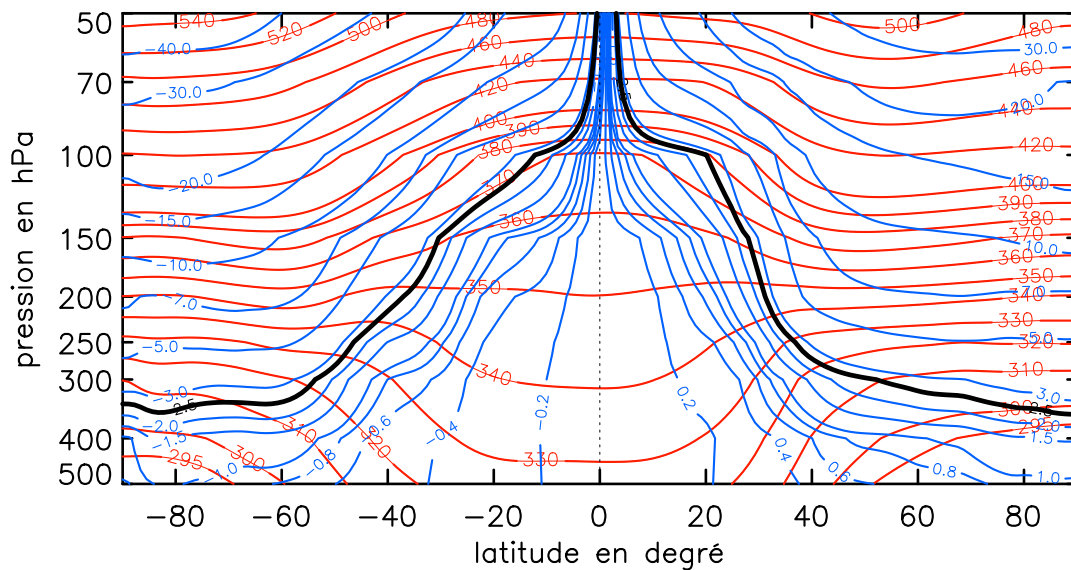


Figure 1.2 : Moyennes zonales des champs de température potentielle (rouge) et de tourbillon potentiel (bleu) en fonction de la pression et de la latitude obtenues avec les données ECMWF ERA-40 de décembre-janvier-février 2001. La tropopause est symbolisée par la ligne noire correspondant à des valeurs de tourbillon potentiel de 2,5 pvu en valeur absolue.

Les contenus en vapeur d'eau dans la stratosphère sont faibles, de l'ordre de quelques ppmv et peuvent avoir deux origines. La première origine vient de l'oxydation du méthane maximale vers 45 km d'altitude. En effet le méthane (CH_4) émis à la surface lors de la décomposition de composés organiques a une durée de vie assez longue (~ 12 ans) pour lui permettre d'atteindre la stratosphère. Une fois en stratosphère, sous l'action du rayonnement solaire, une molécule de méthane en s'oxydant va conduire à la formation de deux molécules d'eau. La deuxième origine

de la vapeur d'eau présente en stratosphère est l'injection depuis la troposphère. Cette origine mettant en jeu des mécanismes complexes sera détaillée au paragraphe 1.3.

1.1.3. La tropopause :

La tropopause est la région délimitant la stratosphère de la troposphère. Cette région, bien que n'ayant pas de réalité physique joue le rôle de barrière dynamique, freinant les échanges de constituants entre les deux réservoirs troposphérique et stratosphérique. Plusieurs définitions de la tropopause ont été utilisées selon les études réalisées (Highwood et Hoskins, 1998). Parmi elles, deux sont principalement utilisées : le taux de décroissance de la température (*lapse-rate*) et la tropopause dynamique.

Comme la tropopause se situe à l'altitude où le gradient de température change entre la troposphère et la stratosphère, le « lapse-rate » tropopause (LRT) est souvent utilisé et défini comme la base d'une couche d'au moins 2 km d'épaisseur où le gradient de température devient supérieur à -2 K/km.

La tropopause dynamique est fixée par une surface d'égale valeur de tourbillon potentiel. Selon les études, cette valeur est prise entre 1,5 et 2,5 pvu voire même parfois plus. Cette définition est surtout utilisée pour les études aux moyennes latitudes puisque près de l'équateur, les surfaces d'égales PV sont presque verticales (figure 1.2). Ainsi dans la zone équatoriale (10°S-10°N), la tropopause coïncide avec la surface isentrope 380 K.

Depuis une dizaine d'année, la tropopause tropicale n'est plus perçue comme une transition abrupte entre la troposphère et la stratosphère mais plus comme une zone de transition progressive entre une masse d'air troposphérique (par exemple à faible rapport de mélange en ozone et fort rapport de mélange en vapeur d'eau) et une masse d'air stratosphérique (à fort rapport de mélange en ozone et faible rapport de mélange en vapeur d'eau). Cette couche de transition surnommée TTL pour *Tropical Tropopause Layer* par Sherwood et Dessler en 2000 est définie par la couche située entre l'altitude où le taux de chauffage radiatif devient nul (355 K, 150 hPa, 14 km) et l'altitude maximale que peut atteindre la convection (~ 420-450 K, 70 hPa, 18-20 km). Ces paramètres étant difficiles à obtenir dans les modèles, la base de la TTL est souvent prise comme l'altitude où le rapport de mélange en ozone commence à augmenter (Folkins et al., 1999) et le sommet comme le LRT ou à défaut l'altitude du minimum de température nommé CPT pour *Cold Point Tropopause* (Haynes et Sheperd, 2001).

L'importance de la vapeur d'eau au sein de la troposphère et de la stratosphère est décrite dans la section suivante.

1.2. Influence de la vapeur d'eau sur la troposphère et la stratosphère :

La vapeur d'eau joue un rôle important dans la balance radiative et chimique de la troposphère et de la stratosphère ainsi que sur la formation des nuages.

1.2.1. Effet radiatif sur l'atmosphère :

La vapeur d'eau présente en forte quantité dans la troposphère absorbe l'énergie solaire dans les bandes centrées autour de 2,66 μm et 2,74 μm provoquant le réchauffement de la troposphère essentiel à la vie sur Terre (figure 1.3a).

En revanche, en stratosphère, l'absorption du rayonnement infrarouge à 6,3 μm par la vapeur d'eau ne compense pas l'émission autour de 80 μm provoquant globalement le refroidissement de la stratosphère (figure 1.3b).

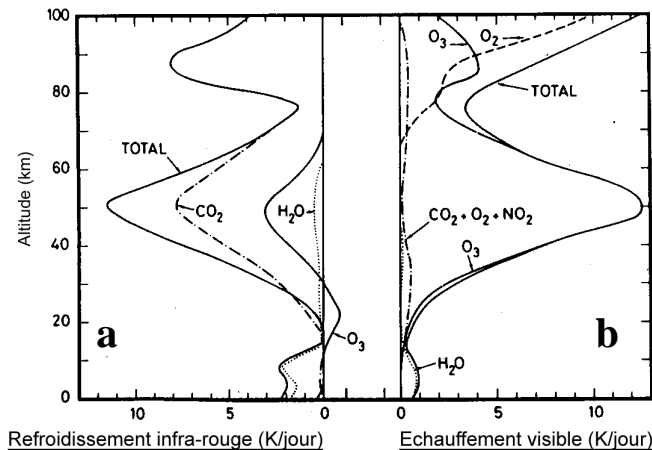


Figure 1.3 : (a) Refroidissement infrarouge et (b) réchauffement visible provoqués par les principaux constituants de l'atmosphère ayant un effet radiatif. D'après London [1980].

1.2.2. Effet chimique sur l'atmosphère :

Dans la stratosphère, une molécule de vapeur d'eau (H_2O) réagit avec une molécule d'oxygène $\text{O}(^1\text{D})$ pour donner deux molécules d'hydroxyl (OH). Les molécules d'hydroxyl participent ensuite à la destruction de l'ozone selon différentes réactions dont l'importance varie en fonction de l'altitude (Brasseur et Solomon, 1986 §5.9). En moyenne et haute stratosphère, pour une molécule d'hydroxyl servant de catalyseur (donc restituée à la fin de la réaction), une molécule d'ozone est détruite ainsi qu'une molécule d'oxygène pour former deux molécules de dioxygène. En revanche aux environs de la tropopause, les réactions n'impliquant que l'ozone et l'hydroxyl sont privilégiées et conduisent à la destruction de deux molécules d'ozone pour former trois molécules de dioxygène (Brasseur et Solomon, 1986 §5.9).

En basse stratosphère, dans un environnement riche en méthane ou monoxyde de carbone (atmosphère polluée), la présence de molécules d'hydroxyl peut également conduire à la production d'ozone mais dans une moindre mesure.

Sachant que la présence d'ozone en stratosphère est essentielle pour arrêter les rayons UV nocifs du soleil, il est important de surveiller les variations de concentration en vapeur d'eau de la stratosphère pouvant augmenter la destruction de la « couche » d'ozone.

Par ailleurs, l'hydroxyl contrôle la capacité oxydante de l'atmosphère pour ainsi la « nettoyer » des gaz à faibles durée de vie et réguler le temps de vie des espèces à plus longue durée de vie comme le monoxyde de carbone (CO) ou encore le méthane (CH₄).

1.2.3. Influence sur la formation des nuages :

Le contenu en vapeur d'eau disponible dans la troposphère ainsi que la température influent fortement sur la formation des nuages ayant eux-mêmes un fort impact radiatif sur l'atmosphère (figure 1.4). En effet, ils absorbent et réfléchissent le rayonnement solaire entrant dans l'atmosphère de même que le rayonnement terrestre et ils émettent également du rayonnement infrarouge en fonction de leur température donc de leur altitude. Ces phénomènes dépendent du contenu en eau des nuages et du type de particules du nuage (gouttelettes d'eau liquide ou cristaux de glace). Ainsi un cumulonimbus a tendance à beaucoup réfléchir la lumière visible alors qu'un cirrus la réfléchit peu. La fluctuation de la couverture nuageuse joue alors sur l'albédo terrestre, c'est-à-dire sur la fraction de lumière solaire réfléchi par le système {terre + atmosphère}. Concernant le rayonnement infrarouge, un nuage élevé, de type cirrus émettra à une longueur d'onde plus grande qu'un nuage bas de type cumulus. Ainsi un changement de la concentration troposphérique en vapeur d'eau aurait une influence sur la couverture nuageuse et ainsi sur le bilan radiatif de l'atmosphère.

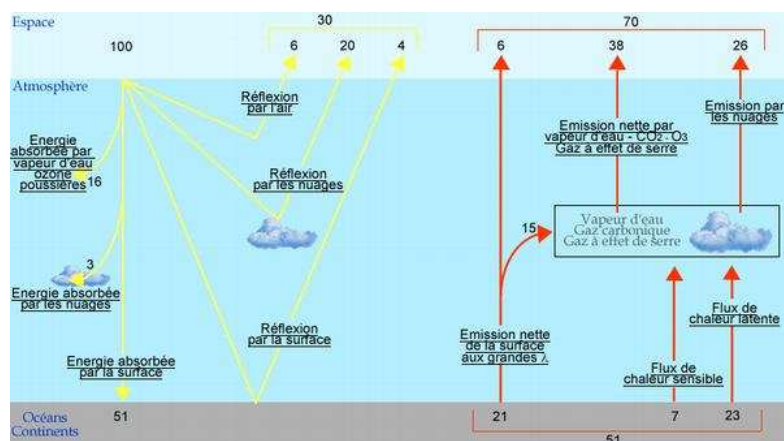


Figure 1.4 : Contribution des différents constituants de l'atmosphère au bilan radiatif du système terrestre.

1.3. Tendances de la vapeur d'eau :

Vu l'importance de la vapeur d'eau au sein de la troposphère et de la stratosphère, il est important de surveiller l'évolution de sa concentration à ces altitudes.

1.3.1. Evolution climatique des concentrations de vapeur d'eau :

Depuis 1964, Oltmans et al. [1995] et [2000] ont observé une augmentation de la vapeur d'eau aux moyennes latitudes dans la basse stratosphère entre 16 et 28 km d'altitude de 1 à 1,5 %/an (0,05 à 0,07 ppmv/an). Leurs résultats sont basés sur les sondages ballons réguliers d'hygromètres à point de condensation réalisés près de Washington, District de Columbia de 1964 à 1976 et à Boulder, Colorado de 1980 à 2000. D'autres données ont corroboré cette tendance, notamment à plus haute altitude et à échelle globale. Parmi elles, les données vapeur d'eau du satellite HALOE (v18) acquises entre 1992 et 1996 ont montré une augmentation de 0,04 à 0,09 ppmv/an entre 30 et 65 km d'altitude (Evans et al., 1998) et même de 0,129 ppmv/an entre 40 et 60 km d'altitude et entre 1992 et 1997 (Nedoluha et al., 1998). Les données vapeur d'eau des spectromètres millimétriques au sol (WVMS) à Table Mountain en Californie (34,4°N) et à Lauder en Nouvelle-Zélande (45°S) ont également montré une augmentation entre 1992 et 1997 de 0,148 ppmv/an (Nedoluha et al., 1998). Rosenlof et al. [2001], reprenant 10 jeux de données couvrant ensemble la période 1954-2000 montrent une augmentation de 1 % par an soit 0,045 ppmv/an soit encore une augmentation de 2 ppmv depuis le milieu de années 1950. En revanche, une diminution de 0,5%/an voir une stabilisation des concentrations en vapeur d'eau est observée entre 1992 et 2002 dans la basse stratosphère en dessous de 23 km d'altitude avec HALOE (Randel et al., 2004) et aucune tendance en dessous de 60 km d'altitude entre 1996 et 2002 (Nedoluha et al., 2003). Récemment les données de Boulder (Oltmans et al., 2000) ont été réévaluées avec une tendance entre 1980-2000 revue à la baisse de 40 % (Scherer et al., 2007). Ce qui donne entre 14 et 25 km d'altitude une augmentation de $0,3 \pm 0,3$ à $0,7 \pm 0,1$ %/an entre 1981 et 2006. Cette tendance est toujours en désaccord avec celle enregistrée par HALOE vu que de 1992 à 2005, les données ballons ont indiqué une tendance entre $-0,2 \pm 0,3$ et $1,0 \pm 0,3$ %/an alors que les données HALOE ont indiqué une tendance entre $-1,1 \pm 0,2$ et $-0,1 \pm 0,1$ %/an. Il est à noter l'influence de la période choisie sur le résultat des tendances calculées. Après 2000/2001, les deux jeux de données s'accordent, observant tous deux une rapide diminution suivie d'une stabilisation des concentrations en basse stratosphère et une diminution plus graduelle à plus haute altitude jusqu'en 2007 (Scherer et al., 2007). Cette diminution de 0,2 à 0,3 ppmv en

dessous de 30 km d'altitude représente 5 à 15 % de la valeur habituelle à ces altitudes (Randel et al., 2006).

La différence entre les tendances décrites au paragraphe précédent obtenues avec divers instruments montre les désaccords qui résident entre ces instruments de mesures souvent supérieurs à la tendance observée et qui empêchent de combiner les différents jeux de données pour obtenir une tendance à plus long terme (Rosenlof et al., 2001). Kley et al. [2000] a en effet révélé que les différences entre les instruments, de l'ordre de 10 à 30 % sont mêmes supérieures au voisinage de l'hygropause et supérieures aux incertitudes combinées de chaque instrument. Il est ainsi nécessaire d'évaluer sans cesse les nouvelles données disponibles ou les nouveaux algorithmes de traitement des données d'autant que les tendances observées sont importantes à surveiller pouvant avoir de fortes conséquences sur le climat comme le décrit le paragraphe suivant.

1.3.2. Conséquences sur le climat :

L'augmentation de la vapeur d'eau en stratosphère si elle se confirmait pourrait avoir deux conséquences principales : sur la température de l'atmosphère d'une part et sur la concentration d'ozone en stratosphère d'autre part.

a) Influence sur la température :

De nombreux désaccords existent entre les différents modèles utilisés pour calculer l'influence d'une augmentation de la concentration en vapeur d'eau en stratosphère sur l'évolution des températures (Oinas et al., 2001) tant en troposphère qu'en stratosphère. Cependant, l'ensemble des modèles s'accorde sur le fait qu'une augmentation en vapeur d'eau dans la stratosphère conduit à un refroidissement de la stratosphère et à un réchauffement de la troposphère. Pour une augmentation de 0,04 ppmv/an de vapeur d'eau en stratosphère, le refroidissement serait d'environ 0,3 à 0,4 K sur la période 1979-1997 (Oinas et al., 2001 ; Forster et Shine, 2002) de 20 km d'altitude jusqu'au sommet de l'atmosphère. Ce refroidissement serait même supérieur avec l'utilisation d'une climatologie de vapeur d'eau et des tendances plus affinées en fonction de l'altitude et de la latitude avec des valeurs de 0,04 K/an en basse stratosphère tropicale et de 0,07 K/an aux hautes latitudes. Ce refroidissement est un peu plus faible voire à certaines latitudes de l'ordre de grandeur du refroidissement dû à la diminution de la concentration d'ozone observée en stratosphère. D'après Dvortsov et Solomon [2001], le refroidissement simulé par leur modèle

en basse stratosphère des moyennes latitudes variant de -0.25 à -0.35 K/décennie en fonction de l'altitude représente 30 à 50 % du refroidissement qui a été observé ces dernières décennies. En troposphère, le réchauffement est de 0,1 à 0,2 K entre 1979 et 1997 (Oinas et al., 2001) soit équivalent à un forçage radiatif de $0,63 \text{ W/m}^2$ depuis 1960 (Forster et Shine, 2002). Ce forçage représente 40 % du forçage dû à l'ensemble des gazes à effet de serre et 75 % du forçage dû au CO_2 seul, il n'est donc pas négligeable et doit être pris en compte dans les problématiques liées au réchauffement climatique. Par ailleurs, l'augmentation de température en troposphère a un effet indirect de réduction de la couverture nuageuse globale de 0,05 % (Oinas et al., 2001).

b) Influence sur la concentration d'ozone en stratosphère :

Du fait de l'augmentation de la vapeur d'eau en stratosphère, les cycles catalytiques de destruction de l'ozone sont perturbés. Notamment, Evans et al. [1998] ont testé avec un modèle deux dimensions radiatif-chimique-dynamique, sur une période compatible avec un dédoublement de la concentration de CO_2 (~50 ans), l'effet des tendances stratosphériques en vapeur d'eau observées avec HALOE (+0,02 à +0,04 ppmv/an) sur l'ozone. En moyenne stratosphère, la concentration d'ozone augmente de 1 à 2 % sous l'effet de l'augmentation de la vapeur d'eau contre 5 à 10 % sous l'effet du doublement de CO_2 alors qu'au-dessus de 50 km d'altitude, la destruction d'ozone est accrue au lieu de 70 km habituellement. Cette différence est due au fait, qu'en moyenne stratosphère, H_2O est source d'OH qui réagit avec le NO_2 pour former du HNO_3 , supprimant ainsi les NO_x principaux destructeurs de l'ozone. Par contre en haute stratosphère, les cycles destructeurs de l'ozone impliquant les HO_x et les Cl/CIO sont prépondérants (Evans et al., 1998). Dvortsov et Solomon [2001] ont montré qu'une augmentation de vapeur d'eau d'1 %/an conduit à une diminution de la colonne totale d'ozone aux moyennes latitudes de 0,3 %/décennie et à une diminution de la concentration d'ozone de 0,7 %/décennie en basse stratosphère et de 1 %/décennie en haute stratosphère. Ils ont de plus montré, tout comme Stenke et Grewe [2005] que la variation de la concentration en ozone varie linéairement en fonction du forçage en vapeur d'eau.

Au sein des vortex polaires, dans la stratosphère, l'effet direct et l'effet indirect (refroidissement) de l'augmentation de la vapeur d'eau s'ajoutent pour créer plus de nuages stratosphériques polaires. Ces nuages sont le support nécessaire à la chimie hétérogène permettant de détruire l'ozone lors des premiers rayons de soleil du printemps. Tabazadeh et al. [2000] ont montré ainsi que dans l'Arctique la perte d'ozone pourrait être accrue de 30 %. Concernant le trou d'ozone en Antarctique, la prédiction de son recouvrement dépend de la concentration future de vapeur d'eau

en stratosphère (Weatherhead et Anderson, 2006). Si l'augmentation de 1 %/an en vapeur d'eau dans la stratosphère se maintenait, du fait du refroidissement engendré, la résorption du trou d'ozone pourrait être décalée de 10 ans malgré la diminution de la charge en bromine et chlore de l'atmosphère issue de la mise en œuvre du protocole de Montréal.

1.3.3. Causes possibles :

Vu les fortes implications d'une probable augmentation des concentrations stratosphériques en vapeur d'eau sur le réchauffement climatique et la destruction de l'ozone stratosphérique, il est important de comprendre les origines d'une telle tendance.

L'augmentation du méthane en troposphère d'origine anthropique atteignant la stratosphère où il s'oxyde pour former de la vapeur d'eau peut à lui seul seulement expliquer la moitié de la tendance observée par Oltmans et al. [1995] et [2000] (Rosenlof et al., 2001) soit 0,028 ppmv/an d'après Evans et al. [1998]. D'ailleurs la concentration en vapeur d'eau a continué à augmenter alors que l'augmentation du méthane en troposphère a ralenti passant de 0,014 ppmv/an en 1984 à 0,003 ppmv/an en 1996. La dernière estimation fournie par Rohs et al. [2006] indique en effet que l'augmentation du méthane ne peut expliquer que 25 à 34 % de la tendance de 1 %/an de la vapeur d'eau stratosphérique. Par ailleurs, comme la tendance observée dans les données de vapeur d'eau est plus grande dans la basse stratosphère des moyennes latitudes de l'hémisphère nord, l'influence de l'augmentation du trafic aérien a été étudiée mais ne peut être responsable que d'une augmentation de 0,0008 ppmv/an soit 0,018 %/an vers 24 km d'altitude (Danilin et al., 1998) et ne peut d'ailleurs pas expliquer la tendance à plus haute altitude. De nombreuses hypothèses pouvant expliquer la tendance positive dans les données stratosphériques de vapeur d'eau ont été émises comme l'influence des éruptions volcaniques et notamment l'éruption du Mont Pinatubo en 1991, le changement de flux ultraviolet en fonction du cycle solaire [Fleming et al., 1995] mais toutes ces hypothèses ne permettent pas d'expliquer les tendances observées variant en fonction de l'altitude. La seule origine possible du changement de vapeur d'eau en stratosphère vient alors des échanges entre la troposphère et la stratosphère soit parce que la circulation est modifiée soit parce que les températures à la tropopause sensées contrôler la quantité de vapeur d'eau entrant en stratosphère ont augmenté. Pour expliquer la tendance positive observée en stratosphère, il faudrait que la température de la tropopause augmente de 0,1 K/an (Nedoluha et al., 1998). Cependant, les observations indiquent plutôt une diminution de la température à la tropopause ou à 100 hPa (Seidel et al., 2001 ; Simmons et al., 1999) de $0,57 \pm 0,06$ K/décennie entre 1973 et 1998 par exemple (Zhou et al., 2001). Ainsi seule une modification

de la circulation entre la troposphère et la stratosphère peut expliquer la part de la tendance non expliquée par l'oxydation du méthane. La prochaine partie de ce chapitre s'intéresse donc à la circulation entre la troposphère et la stratosphère.

1.4. Dynamique de la haute troposphère-basse stratosphère :

Cette section va maintenant détailler la dynamique de la haute troposphère et de la basse stratosphère et surtout son influence sur la vapeur d'eau. La dynamique liée spécifiquement aux pôles (vortex) et à la zone équatoriale (oscillation quasi-biennale et oscillation semi-annuelle) sort du cadre de cette thèse et ne sera pas traitée.

1.4.1. Circulation globale :

A l'aide d'observations des concentrations d'ozone et de vapeur d'eau par Dobson et al. [1946] et Brewer [1949] respectivement, il a été mis en évidence la présence d'une circulation méridienne dans la stratosphère appelée circulation de Brewer-Dobson. Cette circulation consiste en une ascendance des masses d'air à travers les isentropes dans la zone inter-tropicale, en un transport isentrope quasi-horizontal au sein de la stratosphère en direction des pôles et en une subsidence des masses d'air à travers les isentropes aux latitudes extratropicales. Cette circulation est matérialisée par les flèches bleues sur la figure 1.5. Elle est maximale aux solstices avec une ascendance et une subsidence de l'ordre d'un kilomètre par mois. Un cycle complet dure environ 5 ans (Schmidt et Khedim, 1991). En fait, l'air subit une ascendance dans la troposphère intertropicale via la branche ascendante, convective de la cellule de Hadley jusqu'à environ 150 hPa puis cet air est ensuite pompé à travers la tropopause par le déferlement des ondes planétaires de Rossby matérialisées par les flèches vertes sur la figure 1.5. Du fait des contrastes terre-mer et des reliefs plus importants dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, principales sources des ondes planétaires de Rossby, la circulation de Brewer-Dobson est plus vigoureuse dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud.

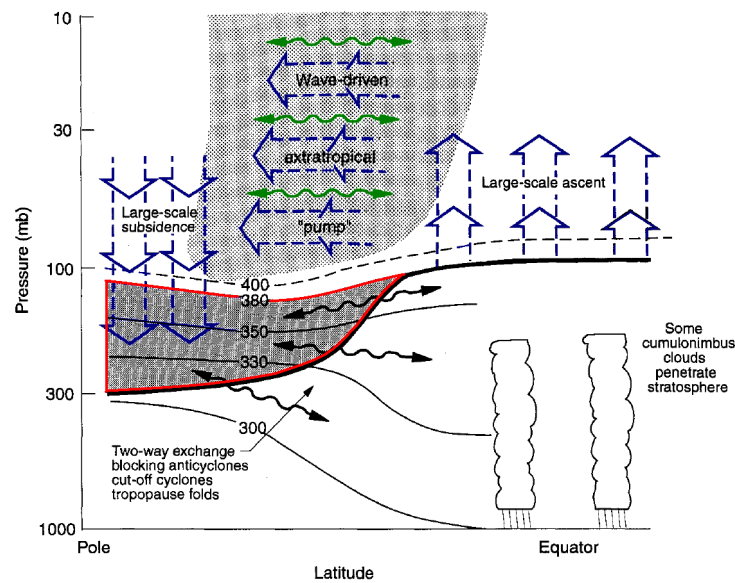


Figure 1.5 : Coupe latitude-pression des différents types de transport entre la haute troposphère et la basse stratosphère. La tropopause est symbolisée par le trait noir épais et les isentropes par les traits noirs fins. Adapté de Holton [1995].

Concernant la vapeur d'eau entrant dans la stratosphère via cette circulation de Brewer-Dobson, les températures froides présentes à la tropopause provoquent la condensation de la vapeur d'eau en excès par rapport à la saturation en particules de glace qui ont le temps de sédimenter vu la faible vitesse de la circulation entraînant ainsi de faibles concentrations en stratosphère. Ce mécanisme surnommé le « freeze drying » mécanisme, additionné à l'oxydation du méthane en stratosphère devrait conduire à une augmentation continue de la vapeur d'eau en stratosphère avec l'altitude. Or un minimum de vapeur d'eau est observé aux tropiques au-dessus de la tropopause dans les profils de vapeur d'eau et appelé hygropause (Kelly et al., 1993). Ce minimum est dû au cycle annuel de température de la tropopause tropicale présentant un minimum l'hiver boréal et un maximum l'été boréal. Comme l'air traverse la tropopause tropicale tout au long de l'année et continue sa progression en altitude au cours du temps, le minimum observé dans chaque profil à un instant donné correspond à l'air ayant traversé la tropopause l'hiver précédent (figure 1.6). Ce phénomène a été surnommé par Mote et al. [1996] le « tape recorder ».

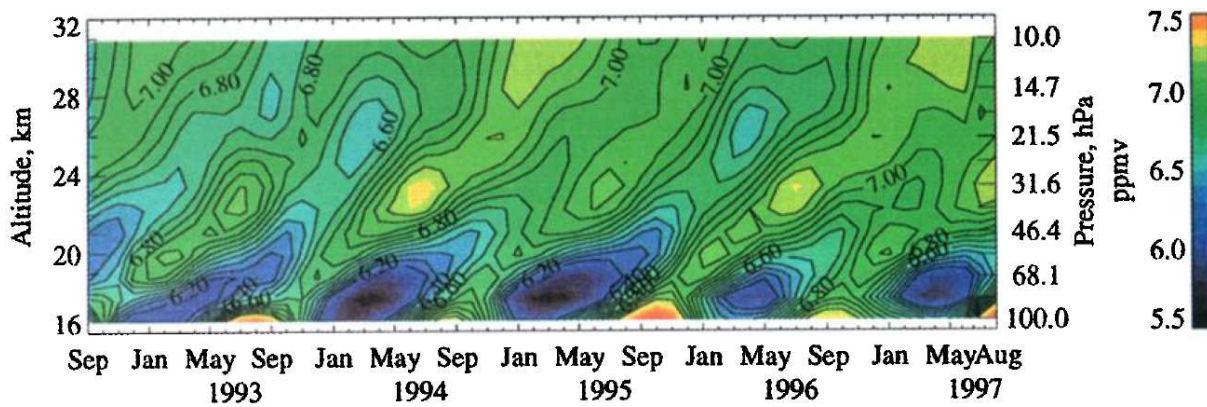


Figure 1.6 : Evolution temporelle du rapport de mélange $2[\text{CH}_4] + [\text{H}_2\text{O}]$ en fonction de l'altitude obtenue à partir des données HALOE aux tropiques. D'après Mote et al. [1998].

Concernant la brusque diminution de la concentration en vapeur d'eau en stratosphère observée par Randel et al. [2006] en 2000/2001, une augmentation du flux de la branche ascendante de la circulation de Brewer-Dobson entraînant une tropopause tropicale plus froide (-1 K entre 15 et 20 km) et ainsi une diminution des concentrations de vapeur d'eau et d'ozone (~ 10 %) près de la tropopause tropicale est une hypothèse envisageable. Par contre, concernant l'augmentation potentielle de vapeur d'eau en stratosphère les causes sont plus incertaines. Une diminution de la vitesse de la circulation de Brewer-Dobson ou un décalage vers les pôles de la branche ascendante de la circulation dû notamment à une migration en latitude du forçage extratropical par les ondes (Zhou et al., 2001) pourraient être à l'origine de cette tendance. De même, l'augmentation des températures au niveau des océans observée par Cane et al. [1997] peut induire plus d'évaporation et ainsi plus de vapeur d'eau dans la troposphère pouvant provoquer une augmentation de vapeur d'eau en stratosphère du fait que la tropopause n'est pas toujours à saturation (Vömel et Oltmans, 1999). Une meilleure compréhension des mécanismes régissant la distribution à plus fine échelle de la vapeur d'eau en stratosphère est souhaitable.

1.4.2. Transport de la troposphère vers la stratosphère à travers les isentropes :

La circulation de Brewer-Dobson est une circulation méridienne en moyenne zonale qui ne permet pas d'expliquer les différences longitudinales de concentrations en vapeur d'eau de la basse stratosphère. De plus Newell et Gould-Stewart [1981] ont démontré que les températures moyennes à la tropopause tropicale (~ 100 hPa) ne sont pas assez froides pour justifier les faibles concentrations de vapeur d'eau mesurées en stratosphère. Pour avoir de telles concentrations en vapeur d'eau, l'air doit pénétrer dans la stratosphère au-dessus de la zone tropicale du Pacifique ouest, au-dessus du nord de l'Australie, de l'Indonésie ou de la Malaisie entre novembre et mars ou encore au-dessus de la baie du Bengale et de l'Inde durant la mousson. Newell et Gould-

Stewart [1981] ont surnommé ces régions la « fontaine stratosphérique ». Cependant si tel était le cas, Mote et al. [1996] n'observeraient pas une ascension continue d'air aux Tropiques en fonction du temps comme on peut le voir sur la figure 1.6. De plus Sherwood [2000] a montré que les flux au-dessus du continent maritime, au voisinage de la tropopause sont majoritairement subsidents écartant l'hypothèse d'une fontaine stratosphérique. Depuis plusieurs années, l'existence d'une couche transitoire, la TTL, entre l'altitude maximale atteinte par la convection en troposphère et le début de la branche ascendante de la circulation de Brewer-Dobson en stratosphère est étudiée. Plusieurs mécanismes au sein de cette TTL contribuant à l'hydratation de la stratosphère aux tropiques sont actuellement en débat et parmi eux les principaux sont :

- les overshoots convectifs qui traversent la TTL et injectent des particules de glace directement dans la stratosphère (Kelly et al., 1993) provoquant selon les cas, l'hydratation (Nielsen et al., 2007) ou la déshydratation (Danielsen, 1982) de la stratosphère. Dans tous les cas, ces événements sont rares et de masse insuffisante pour alimenter totalement la circulation de Brewer-Dobson (Gettelman et al., 2002a).
- la convection atteignant la base de la TTL par mouvement à travers les isentropes suivi d'une lente ascension au sein de la TTL avant d'atteindre la stratosphère. Au-dessus d'une certaine altitude dans la TTL, le chauffage radiatif est positif (Gettelman et Forster, 2002) et l'air peut ainsi monter lentement pour atteindre la stratosphère (Folkins et al., 1999). Cette lente ascension radiative est accompagnée de larges mouvements horizontaux (5000 à 10000 km avant d'atteindre le minimum à saturation) et nécessite un temps moyen de résidence de 13 jours pour monter de 10 K vers 360 K (Fueglistaler et al., 2004). L'entrée de l'air dans la TTL se fait majoritairement (pour environ 80 % des particules atteignant la stratosphère) au-dessus du continent maritime (Indonésie et Pacifique ouest) (Hatsushika et Yamazaki, 2003, Fueglistaler et al., 2004) où il s'assèche en rencontrant un minimum de température au-dessus de ces régions (Bonazzola et Haynes, 2004, Fueglistaler et al., 2004). Par contre, le passage de la TTL à la stratosphère peut être différemment localisé (Holton et Gettelman, 2001). La notion de fontaine stratosphérique se transforme ainsi en notion de trappe froide (« cold trap ») au-dessus du continent maritime.

Malgré des mécanismes qui commencent à bien être cernés de nombreuses incertitudes subsistent quant à l'influence des cirrus présents au sein de la TTL (Jensen et al., 1996 et 2001a ; Holton et Gettelman, 2001; Jensen et Pfister, 2004) ou à l'influence des ondes de flottabilité et de Kelvin au-dessus des cellules convectives (Potter et Holton, 1995 ; Jensen et al., 2001b ; Jensen et Pfister, 2004) sur la régulation de la concentration en vapeur d'eau entrant en stratosphère.

L'ensemble de ces mécanismes ont commencé à être quantifié. Par exemple, les overshoots convectifs étudiés par Chaboureau et al. [2007] injectent quelques tonnes de vapeur d'eau par seconde et les cirrus de temps de vie supérieur à un jour formés par les mouvements verticaux lents de grande échelle pourraient diminuer les rapports de mélange en vapeur d'eau au voisinage de la tropopause de 0,3 ppmv (Potter et Holton, 1995) à 1 ppmv (Jensen et al., 1996). Néanmoins tous ces transports injectent directement de l'air et de la vapeur d'eau de la troposphère tropicale dans la stratosphère tropicale ou subtropicale et négligent un autre type de transport permettant également d'hydrater la stratosphère. En effet, le transport d'air et ainsi de vapeur d'eau de la troposphère tropicale vers la basse stratosphère des moyennes latitudes le long des isentropes n'a pas été évoqué dans ce paragraphe et fait l'objet du prochain paragraphe.

1.4.3. Transport de la troposphère vers la stratosphère le long des isentropes :

a) Une autre représentation du système troposphère-stratosphère :

Selon Hoskins [1991], l'ensemble troposphère-stratosphère peut en fait être découpé en trois parties, figure 1.2 :

- l'*underworld* en troposphère où les surfaces isentropes sont toujours en troposphère et interceptent le sol vers 1000 hPa. C'est le cas des températures potentielles approximativement inférieures à 300 K.
- l'*overworld* où les surfaces isentropes sont toujours en stratosphère. C'est le cas des températures potentielles approximativement supérieures à 380 K. Le transport de la troposphère dans cette zone ne peut se faire que des tropiques à travers les isentropes et correspond aux types de transport décrit au paragraphe 1.4.2 qui se fond sur des durées relativement longues (50 à 120 jours pour atteindre respectivement 390 K et 420 K d'après Corti et al. [2006]).
- le *middleworld* où les surfaces isentropes interceptent la tropopause mais pas le sol. Ces surfaces sont en troposphère aux tropiques et en stratosphère aux moyennes latitudes. C'est le cas des températures potentielles approximativement comprises entre 300 et 380 K. Cette zone est encadrée en rouge sur la figure 1.5 pour la partie stratosphérique. L'air de la haute troposphère tropicale peut ainsi atteindre la basse stratosphère des moyennes et hautes latitudes, en suivant les isentropes, c'est-à-dire de manière adiabatique. Pour cela les masses d'air doivent franchir la barrière dynamique associée au gradient de tourbillon potentiel marquant la tropopause grâce notamment à la présence d'ondes entraînant sa distorsion de

manière irréversible. C'est ce type de transport qui est l'objet central de cette thèse et qui est détaillé dans le paragraphe suivant.

b) Echanges isentropes de masses d'air entre la troposphère et la stratosphère :

Jusqu'au début des années 1990, les échanges étudiés aux extra-tropiques étaient surtout les foliations de tropopause impliquant une descente d'air stratosphérique profondément dans la troposphère. C'est Hoskins en 1991 qui montre par l'advection isentrope de tourbillon potentiel que les échanges aux moyennes latitudes dans la région de la tropopause peuvent se faire dans les deux sens avec l'advection d'air troposphérique dans la stratosphère au nord de 40° (TTS pour Transport de la Troposphère vers la Stratosphère) ou l'advection d'air stratosphérique dans la troposphère des subtropiques (TST pour Transport de la Stratosphère vers la Troposphère) . Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse aux échanges qui hydratent la stratosphère donc au TTS. Selon Mote et al. [1994] ces échanges influencent seulement les premiers kilomètres de la stratosphère extratropicale contrairement aux constatations faites par Hoerling et al. [1993]. En calculant la masse d'air transférée à travers la tropopause en janvier 1979 à partir des analyses ECMWF, Hoerling et al. [1993] trouvaient des masses advectées quasi-adiabatiquement par des ondes baroclines (où la température varie sur une isobare) dans la stratosphère entre 40°S - 70°S et entre 50°N - 70°N du même ordre de grandeur que celles advectées diabatiquement en stratosphère aux tropiques. Sachant qu'à ces endroits, le minimum de vapeur d'eau à saturation est plus grand qu'aux tropiques, la stratosphère peut par ces processus être hydratée. Chen [1995] a étudié le cycle saisonnier de ces intrusions. En dessous de 330 K inclus, le TTS se produit vigoureusement à toutes les saisons en revanche, au-dessus de 340 K inclus, peu d'échanges se produisent dans l'hémisphère d'hiver. Le TTS peut avoir plusieurs origines et notamment le déferlement des ondes de Rossby. Tout comme les ondes planétaires et notamment de Rossby exercent le rôle de moteur dans la circulation de Brewer-Dobson, les ondes de Rossby sont une origine du transport méridien le long des isentropes entre la haute troposphère tropicale et le *middleworld*. Les ondes de Rossby sont dues à la conservation du tourbillon absolue, elles se propagent notamment linéairement le long des jets d'ouest (McIntyre et Palmer, 1984). Il est à rappeler que les courants-jets sont des zones de vents forts découvertes dans les années 30 et formées par les gradients méridiens de température (relation d'équilibre du vent thermique) eux-mêmes fonction de la différence d'ensoleillement avec la latitude. Dans l'hémisphère nord, on note la présence de deux courants-jets : le courant-jet polaire vers 48°N et le courant-jet subtropical plus régulier vers 30°N . En hiver, il n'est pas rare d'observer un seul courant-jet vers

30°N. Les ondes de Rossby ont une propagation zonale avec des périodes de quelques jours à quelques semaines. Leur amplitude est accrue dans l'hémisphère d'hiver sous l'action des vents stratosphériques d'ouest. L'interaction entre les ondes et l'écoulement moyen étant un processus non linéaire et donc chaotique, il en résulte l'apparition de filaments d'air. La durée de vie des filaments est limitée par les effets radiatifs, la turbulence et la diffusion moléculaire. Les ondes de Rossby sont initiées par l'orographie et les contrastes terre/mer sous l'action de la variation en latitude du paramètre de Coriolis. Ainsi, elles sont plus importantes dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Dans l'hémisphère nord, les ondes de nombre d'onde 1 et 2 sont quasi-stationnaires et déferlent ainsi majoritairement là où le vent zonal moyen est nul c'est-à-dire majoritairement aux subtropiques l'hiver. La turbulence engendrée par le déferlement des ondes de Rossby entraîne un mélange bi-directionnel rapide des constituants atmosphériques le long des surfaces isentropes. Peters et Waugh [1996] ont indiqué deux régions préférentielles pour le déferlement des ondes de Rossby durant l'hiver dans l'hémisphère nord : au-dessus de l'est de l'océan Atlantique et de l'Europe et au-dessus de l'est de l'océan Pacifique. Ces localisations sont en accord avec Morgenstern et Carver [1999] qui indiquent que les ondes de Rossby déferlent souvent à la fin du rail de dépressions de l'Océan Atlantique Nord. Parmi les cas étudiés par Peters et Waugh [1996] deux types d'intrusion vers les pôles sont discernés : des intrusions larges s'enroulant dans le sens anticyclonique majoritaires nommées P2 et des intrusions fines s'enroulant dans le sens cyclonique rares nommées P1. D'après eux, ces intrusions sont réversibles et l'apport en stratosphère est faible ce qui est nuancé par l'étude de Vaughan et Timmis [1998] qui sonde une masse d'air de faibles concentrations en ozone au-dessus de l'Europe entre 360 et 380 K issue de la haute troposphère subtropicale dont 10 % environ reste vers 50°N. De même O'Connor et al. [1999] ont étudié deux événements en janvier et mars 1997 de type P2 entre 330 K et 400 K et ont montré qu'ils conduisaient à des transports irréversibles de 13.10^{14} et 36.10^{14} kg d'air à faible concentration en ozone. De plus d'après Morgenstern et Carver [1999], les faibles concentrations en ozone observées en 1997 par rapport à 1998 en basse stratosphère seraient dues à une augmentation accrue de 30 % des intrusions filamenteuses d'air de la haute troposphère au sein de la stratosphère également indiqué par Seo et Bowman [2001] montrant ainsi l'importance de telles intrusions sur la chimie. Dethof et al. [2000a] a développé une méthode basée sur l'advection de contour afin de quantifier les échanges isentropes troposphère-stratosphère (EST) entre 330 et 360 K. Bien que globalement, le flux de ces échanges est dirigé de la stratosphère vers la troposphère (TST supérieur à TTS), les échanges de la troposphère vers la basse stratosphère (TTS) peuvent avoir des conséquences sur la chimie de la basse stratosphère qu'il ne faut pas négliger comme l'importance du mélange

en vapeur d'eau et ozone dans les ETS souligné par Esler et al. [2001]. Les flux d'air mis en jeu sont de l'ordre de 10^{14} à 10^{15} kg/jour et les échelles de temps de ces échanges sont de l'ordre de quelques jours contre quelques mois dans le cas de la circulation de Brewer-Dobson. Les flux sont plus importants à la base de la stratosphère (330 K) du fait du gradient de PV associé au courant-jet plus faible et s'échelonnent tout au long de l'année rejoignant les conclusions de Chen [1995] avec cependant un flux plus important en hiver de l'hémisphère nord. A 360 K, le transport est plus irrégulier avec un maximum durant l'été. Les régions préférentielles au TTS changent au cours de l'année avec dans l'hémisphère nord en hiver la fin du rail de dépressions de l'Atlantique et en été au-dessus du Pacifique et en aval de l'anticyclone de mousson. Entre 322 K et 370 K, le flux d'air annuel de l'ordre de 10^{17} kg/an est du même ordre de grandeur que celui engendré par la branche ascendante de la circulation de Brewer-Dobson : 4.10^{16} à 36.10^{16} kg/an avec un flux supérieur dans l'hémisphère nord (Dethof et al., 2000a). La basse stratosphère est ainsi une zone bien ventilée. A partir de 2002, les études des échanges troposphère-stratosphère aux extra-tropiques se multiplient avec des approches lagrangiennes basées sur l'étude de trajectoires trois-dimensions (Wernli et Bourqui, 2002). De telles études ont pour avantage de prendre en compte tant les échanges le long des isentropes qu'à travers les isentropes. L'étude de Wernli et Bourqui [2002] montre notamment que dans la majeure partie des échanges (90% selon James et al., 2003), le temps passé dans le nouveau « réservoir » ne dure qu'un ou deux jours avant que les particules ne reviennent dans leur réservoir d'origine (et même moins de 6 heures selon James et al., 2003). Bien que le flux net de ces échanges soit en moyenne zonale et méridienne dirigé vers la troposphère, au sud de 30-35°N et au nord de 70°N, ces échanges sont majoritairement dirigés dans le sens troposphère vers stratosphère (Wernli et Bourqui, 2002 ; James et al., 2003a). Plusieurs études (Wernli et Bourqui, 2002 ; James et al., 2003b ; Sprenger et Wernli, 2003) se sont focalisées plus particulièrement sur les échanges « profonds » c'est-à-dire ceux dont l'origine ou la destination se trouvent en basse troposphère à des pressions supérieures à 700 hPa. Sprenger et Wernli [2003] indiquent que le TTS est plus fréquent à la pointe sud et au nord du Groenland ainsi qu'au-dessus des Iles Aléoutiennes durant toutes les saisons. Ces derniers résultats sont en désaccord avec ceux de Dethof et al. [2000a] énumérés ci-dessus. Cela vient du fait que Sprenger et Wernli [2003] considèrent également les flux à travers les isentropes et les échanges profonds dans leur étude. Sur les 15 années fournies par les analyses ECMWF ERA-15 de 1979 à 1993, Sprenger et Wernli [2003] n'ont révélé aucune tendance dans les ETS. Meloen et al. [2003] ont évalué la capacité de 9 modèles et méthodes différentes (lagrangien, eulérien, GCM, trajectoires) à reproduire les échanges troposphère-stratosphère. Ils s'avèrent que tous les modèles sont capables de reproduire la même

évolution temporelle et la même disposition géographique mais les différences d'amplitude peuvent atteindre un facteur 4 ce qui est considérable pour l'impact des échanges troposphère-stratosphère sur la chimie de la troposphère et de la stratosphère. Stohl et al. [2004] ont montré l'importance des champs utilisés pour construire les trajectoires dans la quantification des échanges troposphère-stratosphère. Il y a entre 6 % et 18 % d'échanges en plus en utilisant les analyses plutôt que les prévisions qui sont plus consistantes d'un point de vue dynamique.

c) Transport isentrope de vapeur d'eau de la haute troposphère vers la basse stratosphère :

Concernant le transport de vapeur d'eau de la haute troposphère vers la basse stratosphère, peu d'études ont jusqu'à maintenant été réalisées. La plupart des études se sont intéressées à l'influence des moussons et particulièrement de la mousson asiatique sur l'hydratation de la basse stratosphère extratropicale (Dunkerton, 1995 ; Dethof et al., 1999). L'étude de Dethof et al. [1999] utilise l'advection de contour avec les données de tourbillon potentiel et d'humidité spécifique d'ECMWF pour quantifier la vapeur d'eau traversant la tropopause au-dessus de l'anticyclone de mousson asiatique. Même si les données ECMWF sont d'un point de vue quantitatif peu fiables et que les changements de phase ne sont pas pris en compte dans l'approche réalisée par Dethof et al. [1999], la mousson asiatique injecte de manière isentrope grâce à l'interaction d'une dépression au nord de l'anticyclone de mousson avec ce dernier, de forts rapports de mélange en vapeur d'eau au sein du *middleworld* entre juillet et septembre pouvant atteindre 0,5g/kg (~800 ppmv). Plus globalement, Dethof et al. [2000b] ont tenté de quantifier les flux de la troposphère vers la stratosphère et de la stratosphère vers la troposphère en fonction des saisons en 1997 et en 1998 avec la même approche que pour l'étude de la mousson asiatique (Dethof et al., 1999). Cette étude a révélé que l'intensité du flux annuel du TTS en vapeur d'eau entre 337 et 370 K ($14 \text{ à } 21 \cdot 10^{11} \text{ kg/an}$ dans l'hémisphère nord et $2,3 \cdot 10^{11} \text{ kg/an}$ dans l'hémisphère sud) était, dans l'hémisphère sud, du même ordre de grandeur que la branche ascendante de la circulation de Brewer-Dobson ($3 \cdot 10^{11} \text{ kg/an}$ dans chaque hémisphère) et dans l'hémisphère nord, 3 à 7 fois supérieure. De plus, Dethof et al. [2000b] a montré que le transport isentrope de vapeur d'eau de la haute troposphère tropicale vers la basse stratosphère extratropicale contribue à l'augmentation estivale de l'humidité dans la basse stratosphère extratropicale. Pour finir, Dethof et al. [2000b] soulignent l'importance de prendre en compte dans ce type d'études le chauffage diabatique conduisant à un transport à travers les isentropes et la thermodynamique, c'est-à-dire les changements de phase possibles de la vapeur d'eau. Ce

dernier point fait parti des objectifs de cette thèse : prendre en compte les différentes phases de l'eau dans la quantification du TTS et mieux documenter la contribution du TTS loin des zones de moussons vu qu'elle n'a encore jamais été réellement quantifiée même si sa contribution est estimée de moindre importance par Dethof et al. [2000b]. Cet autre TTS peut avoir lieu le long des rails de dépressions, au-dessus de l'Atlantique notamment, en présence de déformations des courants-jet sous l'action des ondes de Rossby.

1.5. Objectif de la thèse :

Compte tenu des récents instruments mis en service ces dernières années et des incertitudes encore existantes sur les contenus exacts en vapeur d'eau présents en haute troposphère et basse stratosphère (UTLS), la première partie de cette thèse consiste à dresser le bilan de la qualité des mesures de vapeur d'eau disponibles dans l'UTLS tropicale depuis l'espace. La campagne HIBISCUS ayant eu lieu à Bauru au Brésil ($\sim 22^\circ\text{S}$) entre janvier et avril 2004 soit quelques mois avant le début de cette thèse fournit des profils in-situ de vapeur d'eau conférant l'opportunité d'évaluer la qualité des données satellitales disponibles à cette période et à ces latitudes. Le but de cette première partie, conduite au chapitre 2, est d'évaluer les récents progrès réalisés en termes de mesures de vapeur d'eau aux tropiques, zone primordiale dans les échanges troposphère-stratosphère comme on vient de le voir et de dégager les instruments de bonne qualité qui pourront être par la suite utilisés dans la deuxième partie de cette thèse.

La deuxième partie de cette thèse a pour objectif d'aboutir à l'élaboration d'une méthode de quantification du transport isentrope de la vapeur d'eau entre la troposphère tropicale et la stratosphère des moyennes latitudes associé au déferlement des ondes de Rossby afin de mieux cerner l'importance de ce type de transport dans l'hydratation de la stratosphère. Le modèle MIMOSA (Hauchecorne et al., 2002) permet déjà de réaliser l'advection isentrope du champ de tourbillon potentiel et de déceler de telles intrusions d'air troposphérique à faibles valeurs absolues de tourbillon potentiel au sein de la stratosphère à fortes valeurs absolues de tourbillon potentiel. La stratégie est donc d'adapter ce modèle au transport de la vapeur d'eau. En effet, outre le fait d'être un modèle isentrope à couverture globale et à haute résolution horizontale (3 points par degré), ce modèle est un modèle semi-lagrangien. De nombreuses études (voir Schoeberl [2004] pour un récapitulatif) ont montré l'avantage des modèles lagrangiens par rapport aux modèles eulériens dans la quantification du transport des masses d'air traversant de manière adiabatique (isentrope) la tropopause. Ces approches lagrangiennes tiennent en effet compte du flux des particules mais en même temps du mouvement de la tropopause

contrairement aux approches eulériennes (Wei, 1987) plus complexes qui doivent tenir compte séparément des deux flux de sens opposés traversant une surface déterminée (Gettelman et Sobel, 2000). De plus, la diffusion numérique importante dans les modèles eulériens a tendance à lisser et faire disparaître les structures atmosphériques fines, filamentaires alors que MIMOSA a déjà montré ses capacités à reproduire de telles structures cohérentes avec les mesures d'ozone, de vapeur d'eau et de méthane réalisées conjointement (Heese et al., 2001, Durry et al. 2002 et 2005a).

Contrairement à l'ozone, relativement passif dans la haute troposphère et la basse stratosphère, la vapeur d'eau peut condenser en glace, qui peut elle-même sédimenter. Pour transporter la vapeur d'eau dans le modèle MIMOSA, il est alors nécessaire de tenir compte des trois phases de l'eau et d'élaborer un petit module de microphysique à implanter dans le modèle. Cette étape est décrite au chapitre 3. De plus, au vu des différences actuelles subsistant entre les instruments mesurant la vapeur d'eau, l'initialisation de la vapeur d'eau dans le modèle est une opération complexe. Plusieurs types d'initialisations sont alors testés au chapitre 4 et les résultats de la modélisation sont évalués à l'aide des profils vapeur d'eau enregistrés in-situ par le spectromètre μ SDLA. La capacité du modèle MIMOSA à expliquer l'origine des structures de vapeur d'eau observées dans les profils est également étudiée. Enfin, un cas d'étude est sélectionné au-dessus de l'Observatoire de Haute-Provence dans le chapitre 5. Outre une nouvelle évaluation du modèle et notamment de la phase glace de celui-ci, ce chapitre propose et teste une méthode de quantification du transport de vapeur d'eau de la haute troposphère subtropicale vers la basse stratosphère des moyennes latitudes s'appuyant sur l'évaluation de l'étendue de l'intrusion et l'estimation de l'irréversibilité du transport.

Chapitre 2

Qualité des mesures de vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère tropicale et subtropicale

2.1. Description des données de vapeur d'eau :	36
2.1.1. Le spectromètre à diode laser μ SDLA :	37
2.1.2. L'hygromètre à point de condensation SAW :	38
2.1.3. Le spectromètre SAOZ :	39
2.1.4. SAGE-II :	40
2.1.5. HALOE :	41
2.1.6. MIPAS :	41
2.1.7. GOMOS :	43
2.1.8. AIRS/AMSU :	43
2.1.9. MLS :	45
2.1.10. Modèle Reprobus/ECMWF :	46
2.2. Comparaisons des profils de vapeur d'eau :	47
2.2.1. Profils individuels colocalisés :	47
a) Vol SF-2 :	47
b) Vol SF-4 :	50
c) Conclusion sur les comparaisons de profils individuels :	52
2.2.2. Moyennes de profils individuels colocalisés entre 10°S et 30°S :	53
a) HALOE :	55
b) SAGE-II :	56
c) SAOZ :	57
d) MIPAS :	58
e) GOMOS :	58
f) AIRS :	63
2.2.3. Moyennes zonales :	64
2.3. Conclusion :	67

Jusqu'à maintenant, peu de données in-situ étaient disponibles dans les tropiques pour permettre d'évaluer les données satellites nécessaires à toute étude scientifique à grande échelle spatiale. Dans le cadre de la campagne HIBISCUS qui s'est tenue à Bauru au Brésil (22,36°S et 49,02°W) entre janvier et avril 2004, plusieurs instruments in-situ ont effectué des mesures de vapeur d'eau jusqu'à environ 20 km d'altitude. C'est le cas du spectromètre à diode laser μ SDLA et de l'hygromètre à point de condensation SAW embarqués à bord de ballons courtes durées. Ces données vapeur d'eau vont ainsi permettre d'évaluer les profils individuels vapeur d'eau de satellites en orbite à cette période à savoir : SAGE-II, HALOE, GOMOS, MIPAS et AIRS. Comme peu de données in-situ sont disponibles pour réaliser une étude statistique et ainsi avoir une vision globale des incertitudes et des biais de chaque instrument, l'idéal serait de pouvoir comparer également les satellites entre eux avec des mesures colocalisées en temps et dans l'espace. Du fait des différentes orbites des satellites et des différentes techniques de mesure de chaque instrument, le nombre de colocalisations possibles n'est pas suffisant, la stratégie consiste alors à utiliser un modèle pour simuler chaque profil enregistré par un instrument et permettre l'évaluation de celui-ci. Des comparaisons de moyennes de profils colocalisés vont alors être réalisées à l'aide du modèle Reprobis ainsi que des comparaisons en moyennes zonales. Le spectromètre proche infrarouge nommé SAOZ réalisant des mesures à distance de vapeur d'eau à bord d'une montgolfière infrarouge durant la campagne HIBISCUS va également être évalué. L'instrument GOMOS, dont les données de vapeur d'eau n'avaient jusqu'à maintenant pas été regardées, est étudié plus en détails dans ce chapitre à l'aide notamment de comparaisons avec les données des instruments HALOE et MLS pour différentes bandes de latitude et pour tout le domaine d'altitude couvert par l'instrument.

2.1. Description des données de vapeur d'eau :

Les caractéristiques des différents instruments évalués ainsi que la qualité de leurs mesures de vapeur d'eau sont décrites dans les paragraphes qui suivent et sont résumées dans le tableau 2.1.

Plateformes	Instruments	Technique Mode de visée	Région spectrale	Résolution verticale et horizontale	Précision estimée
Ballons	μSDLA	Spectromètre à diodes laser accordables In-situ	1,39 μm	10 m Pas concerné	5-10 %
	SAW	Hygromètre à point de condensation Détection par ondes acoustiques In-situ	Pas concerné	?	variable
	SAOZ	Spectromètre proche infrarouge Occultation solaire	945 nm	1,4 km 200 km	Précision : 0,2 ppmv à 17 km 0,4 ppmv à 23 km Exactitude : 20 %
Satellites	SAGE-II V6.2	Photomètre Occultation solaire	945 nm	1 km 200 km	10-20 % (10-40 km)
	HALOE V19	Photomètre à bande large Occultation solaire	6,61 μm	2,3 km 200-400 km	Erreur aléatoire : 8-14 % Erreur systématique : 14-24 % (10-100 hPa)
	MIPAS V4.62	Spectromètre à transformée de Fourier Emission thermique Mesures au limbe	6,1 μm 10,5 μm 12,4 μm	3-4 km 300-500 km	Erreur aléatoire : 6,4-25,0 % Erreur systématique : 13,3-40,5 %
	GOMOS V6.0c_6.0f	Spectromètre proche infrarouge Occultation stellaire	926-956 nm	2-4 km 300 km	10-25 % (16-25 km)
	AIRS AMSU V4 et V5	Sondeur infrarouge / Radiomètre micro- onde Observations au nadir	6,23-7,63 μm 3,63-3,83 μm	2 km 50 km	25 % P > 100 hPa
	MLS	Radiomètre micro- ondes Mesures au limbe	1,57 mm	1,4-3,6 km 165-310 km	< 25 % surestimation des rapports de mélange > 500 ppmv

Tableau 2.1 : Résumé des caractéristiques des mesures de vapeur d'eau ballons et satellites dans la haute troposphère et basse stratosphère tropicale.

2.1.1. Le spectromètre à diode laser μSDLA :

μSDLA est un Spectromètre proche infrarouge à Diodes Laser Accordables (Durry et Megie, 1999; Durry et al., 2004) qui mesure les concentrations in situ de vapeur d'eau, de méthane et de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Trois faisceaux laser fournis par des diodes InGaAs

traversent une cellule optique multi-passages ouverte sur l'atmosphère fournissant ainsi un chemin d'absorption de 28 m de long. Les concentrations des gaz sont déduites des spectres d'absorption recueillis en utilisant la loi de Beer-Lambert et un modèle d'absorption moléculaire. Le spectre d'absorption de la vapeur d'eau est enregistré dans la bande spectrale centrée autour de 1,39 μm (Durry et al., 2005b). Cette technique fournit des concentrations à haute résolution temporelle (une à quatre mesures par seconde) permettant d'atteindre une résolution verticale typique de l'ordre de la dizaine de mètres. Les mesures sont réalisables en troposphère comme en stratosphère malgré les différences de concentrations de l'ordre de 10^4 entre ces domaines d'altitude. La précision des mesures est de l'ordre de 5 à 10 % (Durry et al., 2004). Lors de la campagne HIBISCUS, μSDLA a volé deux fois à bord de petits ballons de 3000 m^3 dans la nuit du 13 au 14 février 2004 et dans la nuit du 24 au 25 février 2004 (Durry et al., 2006; Pommereau et al., 2007). Les profils de vapeur d'eau ont été enregistrés pendant la descente lente (1,5 m/s) du ballon initiée par une transition jour/nuit. Les mesures à la descente permettent d'éviter la contamination de la mesure par le dégazage du ballon et de la nacelle vu que l'instrument traverse l'atmosphère qu'il sonde avant le passage du ballon.

2.1.2. L'hygromètre à point de condensation SAW :

SAW (Surface Acoustic Wave) est un hygromètre in-situ à point de condensation/congélation de l'université de Cambridge (Hansford et al., 2006). L'instrument est composé d'une plaque de quartz refroidie par un refroidisseur thermoélectrique jusqu'à ce que la vapeur d'eau présente au-dessus de la plaque se condense en eau liquide ou en glace. La quantité d'eau liquide ou de glace est alors détectée grâce à la variation de vitesse et d'amplitude d'ondes acoustiques émises à 250 MHz et réfléchies par la surface de quartz. Une boucle de contrôle permet de maintenir une quantité constante d'eau liquide ou de glace sur la plaque de quartz et ainsi de maintenir l'équilibre entre la phase condensée et la phase vapeur juste au-dessus de la surface. La pression de vapeur d'eau atmosphérique est ainsi égale à la pression de vapeur saturante à la température de la plaque de quartz. La pression de vapeur saturante est déterminée par la formulation de Wagner et Pruss [1993] pour l'eau liquide (températures supérieures à 273,16 K) et par la formulation de Wagner et al. [1994] pour la glace (températures inférieures à 273,16 K). En cas de trop faible concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère, typiquement en stratosphère, une technique un peu différente est utilisée ayant l'inconvénient de fournir une moins bonne résolution verticale. Cette technique consiste à réchauffer la surface de quartz et à la refroidir successivement au-dessus puis en dessous de la température de condensation afin de déterminer

plus précisément le début de la condensation et la température de la surface qui lui est associée. La précision de la mesure de température est de $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$ (Hansford et al., 2006). Cependant l'exactitude et la précision de la mesure de vapeur d'eau sont difficiles à estimer et dépendent entre autres du point de condensation mesuré et de la vitesse du ballon. Pour chaque vol, les erreurs estimées sur les concentrations de vapeur d'eau mesurées sont disponibles. Lors de la campagne HIBISCUS, SAW a volé à bord des mêmes ballons que μSDLA .

2.1.3. Le spectromètre SAOZ :

SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale) est un spectromètre UV-visible à occultation solaire au lever et au coucher du soleil (Pommereau et Piquard, 1994) d'abord dédié à la mesure de l'ozone et du dioxyde d'azote. Lors de la campagne HIBISCUS, la bande spectrale de l'instrument a été étendue à la gamme 400-1000 nm pour permettre la mesure de la vapeur d'eau. Afin d'éviter la saturation des raies d'absorption de la vapeur d'eau en présence de fortes concentrations, des longueurs d'onde différentes sont sélectionnées en fonction de l'altitude de la mesure : 690 nm en troposphère, autour de 760 nm entre 10 et 16 km d'altitude et 945 nm en stratosphère. La résolution spectrale de l'instrument est de 1,2 nm. Les spectres sont analysés en utilisant la technique d'absorption différentielle (DOAS) et la base de données HITRAN fournissant les coefficients d'absorption de la vapeur d'eau. Les profils des espèces gazeuses (O_3 , NO_2 , O_4 et H_2O) sont obtenus par la méthode des pelures d'oignon après détermination du chemin optique. La résolution verticale est de 1,4 km correspondant au rayon du disque lumineux solaire et l'échantillonnage vertical est d'environ 1 km. La résolution horizontale est de 200 km. De précédentes comparaisons avec le lidar ozone de la Réunion indiquent que la précision sur l'altitude des mesures est meilleure que 100 m (Borchi et al., 2005). Les données contaminées par les nuages sont supprimées en regardant l'extinction atmosphérique à 615 nm. La précision des mesures de vapeur d'eau est estimée à 5 % à 17 km d'altitude, diminuant progressivement à plus haute altitude (10 % à 23 km). L'exactitude actuelle des mesures est de l'ordre de 20 % due à la présence d'erreurs systématiques dans les données spectroscopiques notamment. Lors de la campagne HIBISCUS, SAOZ était à bord d'une montgolfière infrarouge (MIR) lui permettant de réaliser un vol de 39 jours du 26 février au 4 avril 2004 et un tour et demi du globe entre 10°S et 20°S . Soixante-huit profils de vapeur d'eau ont ainsi pu être obtenus, moitié au coucher du soleil et moitié au lever (Borchi et Pommereau, 2007). Dû au chauffage de la MIR par le soleil et la terre dans la journée et par la terre seulement la nuit, le ballon se situe à plus haute altitude le jour et permet ainsi des mesures jusqu'à 24-25 km au coucher du soleil et jusqu'à 18-22 km au lever

du soleil. Grâce à la faible vitesse du ballon comparé aux satellites, les mesures peuvent descendre jusqu'à 8-10 km ou jusqu'au sommet de la couverture nuageuse. Les concentrations de vapeur d'eau en molécules/cm³ sont converties en rapport de mélange en utilisant les données de pression et de température du centre européen de prévision à moyen terme (ECMWF) à la localisation du ballon.

2.1.4. SAGE-II :

SAGE-II (**S**tratospheric **A**erosol and **G**as **E**xperiment **II**) est un photomètre pointant le soleil au lever et au coucher de celui-ci mesurant ainsi les radiations solaires atténuées par l'atmosphère terrestre dans 7 bandes spectrales centrées sur des longueurs d'onde allant de 0,385 à 1,02 μm . SAGE-II a été lancé le 5 octobre 1984 à bord du satellite ERBS (**E**arth **R**adiation **B**udget **S**atellite) (Mauldin et al., 1985) et a fourni des mesures jusqu'au 22 août 2005. Les mesures de vapeur d'eau étaient initialement issues d'une bande spectrale centrée autour de 935 nm mais sont maintenant issues, dans la version 6.2 utilisée dans cette étude, d'une bande spectrale centrée autour de 945 nm avec une largeur spectrale à mi-hauteur de 33 nm (Thomason et al., 2004). Ce décalage spectral ainsi que la nouvelle largeur spectrale ont été sélectionnés pour réduire les différences entre les profils moyens SAGE-II version 6.1 et HALOE version 19 entre 15 et 34 km d'altitude. Ces profils moyens ont été calculés à partir des profils individuels des moyennes latitudes de l'hémisphère nord acquis entre 1996 et 1999. Les paramètres déterminés n'ont donc pas de dépendance en altitude, latitude, temps et contenu en aérosols. La version 6.2 corrige ainsi le biais sec observé dans les précédentes versions dans la basse stratosphère et au voisinage de l'hygropause (l'altitude du minimum de vapeur d'eau) (Taha et al., 2004; Chiou et al., 2004). La résolution verticale est approximativement de 1 km et l'échantillonnage vertical de 500 m. La résolution spatiale est de 200 km le long de la ligne de visée et de 2,5 km perpendiculairement à la ligne de visée. L'incertitude donnée dans les produits de la version 6.2 est l'incertitude totale dont la majeure contribution est due à l'algorithme de détection des aérosols encore imparfait (Thomason et al., 2004). Les comparaisons réalisées avec ATLAS/ATMOS (Chiou et al., 2004) semblent indiquer que les incertitudes données dans les produits sont sûrement surestimées d'au moins un facteur 2 ou 3 surtout en basse stratosphère. Ces comparaisons ainsi que celles faites par Taha et al. [2004] entre SAGE-II et d'autres instruments donnent un accord de l'ordre de 10-20 % entre 15 et 40 km d'altitude. Les données SAGE-II utilisées dans cette étude sont disponibles sur le site web : <http://www-sage2.larc.nasa.gov/Version6-2Data.html>

2.1.5. HALOE :

HALOE (**HAL**ogen **O**ccultation **E**xperiment), comme SAGE-II est un sondeur à occultation solaire lancé le 12 septembre 1991 à bord du satellite UARS (**U**pper **A**tmosphere **R**esearch **S**atellite) (Russell et al., 1993) et qui a fourni des mesures jusqu'au 21 novembre 2005. La radiométrie à bande large permet d'obtenir des concentrations en vapeur d'eau entre 10 et 85 km d'altitude à l'aide d'une bande centrée autour de 6,61 μm . Les données utilisées dans cette étude sont celles issues de la version 19. Elles ont été nettoyées de toute contamination par les cirrus selon la méthode de Hervig et McHugh [1999]. La résolution verticale est d'environ 2,3 km et l'échantillonnage vertical d'environ 300 m. La résolution horizontale est de 200 à 400 km le long de la ligne de visée et de 10 km perpendiculairement à la ligne de visée. Les erreurs systématiques et aléatoires ont été estimées à 14-19 % et 8-14 % entre 10 et 40 hPa, et 19-24 % et 13 % entre 40 et 100 hPa en moyenne sur toutes les latitudes (Kley et al., 2000; Harries et al., 1996). Les comparaisons avec d'autres instruments faites par Harries et al. [1996] indiquent que les données vapeur d'eau d'HALOE n'ont pas de biais à ± 10 % voire moins entre 0,1 et 100 hPa et ont une précision de 5 % voire moins sur la plupart de la stratosphère. Les données HALOE utilisées dans cette étude sont disponibles sur le site web : <http://daac.gsfc.nasa.gov/data/datapool/UARS/HALOE/L2/>

2.1.6. MIPAS :

MIPAS (**M**ichelson **I**nterferometer for **P**assive **A**tmospheric **S**ounding) est un spectromètre haute résolution à transformée de Fourier observant au limbe (Fischer et al., 2000 et 2007). Cet instrument, à bord d'ENVISAT (**ENV**ironmental **SAT**ellite), a été lancé le 1^{er} mars 2002 (ESA, 1998). ENVISAT a une orbite polaire héliosynchrone avec une inclinaison de 98,55°, une période de 100,5 minutes et une altitude de 785 km. Le spectre d'émission du limbe atmosphérique est mesuré dans 5 bandes spectrales allant de 4,15 à 14,6 μm avec une résolution spectrale de 0,025 cm^{-1} . Trois domaines spectraux sont utilisés pour l'obtention de la quantité de vapeur d'eau : autour de 6,1 μm pour les altitudes au-dessus de 15 km et autour de 10,5 et 12,4 μm pour les altitudes entre 6 et 18 km (Raspollini et al., 2006). 17 spectres enregistrés à des altitudes tangentes allant de 6 à 68 km permettent d'obtenir un profil de vapeur d'eau avec un échantillonnage vertical de 3 km en haute troposphère et en stratosphère. La résolution horizontale est d'environ 300 km le long de la ligne de visée et 30 km perpendiculairement à celle-ci (Fischer et al., 2007). Différents algorithmes de restitution des profils ont été développés

avant le lancement d'ENVISAT. Ces algorithmes ont été comparés avec des spectres simulés de MIPAS montrant ainsi leur capacité à restituer des profils de vapeur d'eau fiables (Von Clarmann, 2003). En outre, certains de ces algorithmes ont déjà été évalués avec de vrais profils MIPAS comme le code de l'IMK-IAA (Milz et al., 2005) mais d'autres sont peu évalués surtout dans la haute troposphère et basse stratosphère tropicale et subtropicale. C'est le cas du code opérationnel off-line de l'ESA utilisé dans cette étude. Les données utilisées sont celles issues de la version 6.2 disponibles sur le site web : <http://envisat.esa.int/object/index.cfm?fobjectid=1381&id=11>. Cet algorithme contient une routine de filtrage des nuages qui supprime les données aux altitudes où des nuages sont détectés. Ainsi 60 % des mesures aux tropiques à 12 km d'altitude sont considérées affectées par des nuages (Fischer et al., 2007). Pour cet algorithme une étude détaillée d'estimation des erreurs aléatoires et systématiques a été réalisée par Raspollini et al. [2006] et les résultats pour cinq conditions atmosphériques différentes sont disponibles à l'adresse : <http://www.atm.ox.ac.uk/group/mipas/err>. Pour des conditions équatoriales, les erreurs aléatoires et systématiques pour les altitudes comprises entre 12 et 24 km fluctuent respectivement entre 6,4 et 25,0 % et entre 13,3 et 40,5 % avec à chaque fois une erreur maximale autour de 15 km d'altitude. Ainsi, l'erreur totale fluctue entre 14,8 et 47,6 %. Pour des conditions de moyennes latitudes, l'erreur totale n'excède pas 24,1 %. Cependant, Piccola et Dudhia [2007] montrent que l'écart-type entre des paires de profils MIPAS en coïncidence, normalement représentatif de la précision des données est un à deux fois plus grand que l'erreur aléatoire calculée (~1 ppmv entre 12 et 21 km d'altitude dans les tropiques et subtropiques) et peut être dû à l'inhomogénéité horizontale de l'atmosphère comme aux instabilités de l'algorithme. Cependant, les comparaisons avec d'autres données semblent indiquer l'absence de biais dans les données MIPAS entre 10 et 100 hPa (Fischer et al., 2007). Par contre, il semble y avoir un biais sec dans la région de la tropopause et des oscillations dans les profils verticaux en haute troposphère (Fischer et al., 2007; Piccolo et Dudhia, 2007; Oelhaf et al. 2004). Dans cette étude, les altitudes tangentes données dans les fichiers ne peuvent pas être utilisées à cause d'erreurs systématiques supérieures à 1 km observées dans l'échelle d'altitude depuis le début des mesures MIPAS (Fischer et al., 2007; Kiefer et al., 2007). A la place, la pression tangente est utilisée conduisant à une incertitude en altitude d'environ 70 m ce qui est négligeable dans le cas de cette étude (Raspollini et al., 2006).

2.1.7. GOMOS :

GOMOS (**G**lobal **O**zone **M**onitoring by **O**ccultation of **S**tars) est un spectromètre UV-visible-proche infrarouge (Bertaux et al., 2001; Bertaux et al., 2004; Kyrölä et al., 2004) également embarqué à bord d'ENVISAT. Il mesure le rayonnement émis par une étoile et absorbé par l'atmosphère terrestre dans 4 bandes spectrales disjointes. La bande dédiée à la vapeur d'eau, nommée IR2 s'étend de 916 à 956 nm. Les caractéristiques de GOMOS permettent des mesures de jour et de nuit avec 600 profils enregistrés par jour. Afin de réduire l'erreur aléatoire, les profils verticaux sont lissés à l'aide d'une régularisation de Tikhonov avec une résolution dépendante de l'espèce (Kyrölä et al., 2006). Pour la vapeur d'eau, la résolution verticale obtenue est de 2 km en dessous de 20 km d'altitude et augmente linéairement à 4 km à 30 km d'altitude puis reste constante au-dessus. La résolution horizontale est d'environ 300 km et l'échantillonnage vertical de 400-500 m. La précision des mesures dépend de la température de l'étoile (T) et de la brillance de l'étoile (définie comme la magnitude visuelle mv). Les meilleures mesures sont obtenues pour des occultations de nuit d'étoiles froides à faibles magnitudes visuelles (très brillantes). La précision attendue est meilleure vers 16-24 km d'altitude variant entre 10 % (T=3000K, mv=1) et 25 % (T=11000K, mv=1) voire plus pour des étoiles plus chaudes et moins brillantes (<http://envisat.esa.int/instruments/gomos/>). La précision est supposée se dégrader en dessous et au-dessus de ce domaine d'altitude. Les profils vapeur d'eau de GOMOS n'ont jusqu'à maintenant jamais été évalués et cette étude est une première tentative d'évaluation de leur qualité par confrontation avec des profils extérieurs. D'ailleurs, dans le cas de GOMOS, l'évaluation ne sera pas bornée à la haute troposphère et basse stratosphère tropicale mais couvrira également l'ensemble des latitudes et altitudes sondées par l'instrument. Les données utilisées dans cette étude sont les profils de densités locales de vapeur d'eau issus d'occultations de nuit. Le choix des étoiles sélectionnées pour cette étude est expliqué en annexe 1 de cette thèse. Les données sont issues de l'algorithme encore au stade de recherche V6.0c_6.0f.

2.1.8. AIRS/AMSU :

AIRS (**A**tmospheric **I**nfrared **S**ounder) est un sondeur au nadir lancé le 4 mai 2002 à bord du satellite EOS (**E**arth **O**bserving **S**ystem) AQUA. AQUA a une orbite héliosynchrone quasi-polaire avec une inclinaison de 98,2°, une période de 98,8 minutes et une altitude de 705 km (Parkinson, 2003). Le spectre infrarouge est mesuré dans 2378 canaux couvrant le domaine

spectral entre 3,7 et 15,4 μm avec une résolution spectrale $v/\Delta v \sim 1200$ et 4 canaux visibles et proche infrarouge couvrant le domaine spectral entre 0,4 et 0,94 μm . Parmi ces canaux, 41 sont utilisés pour l'obtention de la vapeur d'eau (33 dans le domaine 6,23-7,63 μm et 8 dans le domaine 3,63-3,83 μm). AIRS scanne l'atmosphère perpendiculairement à sa trace et le sondage au nadir permet d'échantillonner la plupart du globe deux fois par jour avec une résolution horizontale de 13,5 km et une précision sur la localisation de 1,7 km dans l'infrarouge. Dans le visible et le proche infrarouge, la résolution horizontale est de 2,3 km. Sur la verticale, l'algorithme fournit des mesures dans des couches d'un kilomètre d'épaisseur en troposphère et de 3 à 5 km d'épaisseur en stratosphère.

AMSU-A (**A**dvanced **M**icrowave **S**ounding **U**nit **A**), également à bord d'AQUA est un radiomètre micro-ondes pour la mesure de l'humidité et de la température. Il est formé de deux modules indépendants AMSU-A1 (12 canaux entre 50 et 58 GHz et un canal à 89 GHz) et AMSU-A2 (2 canaux à 23,8 et 31,4 GHz) (Rosenkranz et al., 2001). Du fait que les radiations micro-ondes à l'inverse des radiations infrarouges sont insensibles aux nuages, neuf empreintes infrarouges AIRS de 13,5 km sont combinés avec une empreinte micro-ondes AMSU de 40 km pour fournir un spectre infrarouge nettoyé de la contribution des nuages (Aumann et al., 2003 et Susskind et al., 2003 pour plus de détails). Les profils vapeur d'eau sont ainsi obtenus sur des empreintes de 45 km par 45 km avec une résolution horizontale de 50 km. Comparées aux mesures in-situ et avions, les données AIRS issues de la version 3 montrent un bon accord dans les 25 % aux tropiques entre 500 et 100 hPa et même meilleur en cas de bonne colocalisation (distance inférieure à 50-100 km et décalage temporel inférieur à 1 heure) (Hagan et al., 2004). D'autres comparaisons faites par Gettelman et al. [2004] entre les données AIRS version 3 et des mesures avions confirment cet accord dans les 25 % pour les pressions supérieures à 150 hPa et des rapports de mélange en vapeur d'eau supérieurs à 10 ppmv, correspondant au seuil limite de sensibilité de AIRS. Par contre, les données AIRS présentent un biais humide pour les pressions inférieures à 100-150 hPa. Des comparaisons réalisées entre les données vapeur d'eau AIRS version 4 et MLS version 2.2 indiquent que les mesures de AIRS sont fiables jusqu'à 200 hPa à condition d'exclure les coïncidences où MLS mesure moins de 20 ppmv afin d'exclure les données où AIRS perd sa sensibilité (Read et al., 2007). Entre 316 et 178 hPa, AIRS a un faible biais humide de 5 % comparé à MLS. Au contraire, des comparaisons avec des sondes vapeur d'eau pour des pressions inférieures à 300 hPa ont révélé un biais sec de 10 % dans les données AIRS version 4 mais ce biais peut être du même ordre de grandeur que la précision absolue des sondes à ces altitudes (Tobin et al., 2006 et Divakarla et al., 2006). Les données utilisées dans cette étude sont celles issues des versions 4 et 5 disponibles sur le site web :

<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/AIRS/index.html>. Chaque profil issu du produit standard est constitué de rapports de mélange moyennés sur des couches de pression. Comparé à la version 4, uniquement les 14 premières des 28 couches de pression sont conservées dans la version 5 couvrant ainsi la surface jusqu'à 50 hPa, AIRS n'ayant pas de sensibilité au-dessus.

2.1.9. MLS :

MLS (**M**icrowave **L**imb **S**ounder), lancé le 15 juillet 2004 à bord du satellite EOS-Aura, observe au limbe l'émission de l'atmosphère terrestre dans 5 bandes spectrales allant des micro-ondes thermiques jusqu'à l'infrarouge lointain. Aura a une orbite héliosynchrone, quasi-polaire de 98° d'inclinaison et 705 km d'altitude (Lambert et al., 2007) qui permet à MLS de restituer des profils entre 82°S et 82°N. MLS réalise un peu moins de 3500 profils par jour. Les mesures de vapeur d'eau sont déduites de la bande spectrale centrée sur 190 GHz contenant le spectre de rotation de la vapeur d'eau vers 183 GHz (Read et al., 2007). MLS réalise des mesures de vapeur d'eau jusqu'à 90 km d'altitude (10^{-5} hPa) et peut réaliser des mesures à travers des nuages fins ou des couches stratosphériques d'aérosols. Par contre les données polluées par des nuages épais issus de convection profonde sont supprimées. Les concentrations en vapeur d'eau sont obtenues sur 12 niveaux de pression par décade de 316 à 22 hPa puis sur 6 niveaux par décade au-dessus avec une résolution verticale diminuant de 1,4 km à 316 hPa à 5,5 km à 0,46 hPa avec une moyenne de 3-4 km. La résolution horizontale le long de la ligne de visée diminue avec l'altitude variant de 165 km à 316 hPa à 410 km à 0,46 hPa. Perpendiculairement à la ligne de visée, la résolution horizontale est de 7 km. La précision donnée dans les fichiers d'archive tient compte des incertitudes sur l'a priori et sur les radiances et est plus faible aux Tropiques (< 9 %) qu'aux pôles (12 %) (Read et al., 2007). Entre 316 et 83 hPa, la précision des concentrations en vapeur d'eau est estimée à 3-12 % et l'exactitude peut dépasser 40 %. Cependant, des comparaisons effectuées avec diverses données (satellite, ballon, avion) révèlent un accord dans les 25 % entre 316 et 147 hPa avec une précision de 65 % à 316 hPa et de 20 % à 147 hPa. La précision est de 10-20 % entre 121 et 83 hPa (Read et al., 2007). MLS a néanmoins tendance à surestimer les rapports de mélange en vapeur d'eau quand ceux-ci sont supérieurs à 500 ppmv. En stratosphère, la précision des rapports de mélange en vapeur d'eau est de 0,2 à 0,3 ppmv (4-9 %) et l'exactitude de 0,2 à 0,5 ppmv (4-9 %) entre 68 et 0,46 hPa. Des comparaisons réalisées avec des données satellites, ballons et sol ont révélées un accord entre tous ces instruments et MLS dans les 5 à 10 % dans toute la stratosphère et même meilleur si les biais connus des instruments servant à la comparaison sont pris en compte (Lambert et al., 2007). Les données utilisées dans

cette étude sont celles de la version 2.2 utilisée par Read et al. [2007] et Lambert et al. [2007] et disponibles à l'adresse suivante : <http://daac.gsfc.nasa.gov/data/datapool/MLS/>.

2.1.10. Modèle Reprobus/ECMWF :

Reprobus est un modèle de chimie-transport tridimensionnel (CTM) contraint par les analyses ECMWF (Lefèvre et al., 1994 et 1998). Ce modèle calcule les densités de 55 espèces au moyen de 150 réactions photolytiques en phase gazeuse ou hétérogènes. Parmi elles, 40 constituants individuels ou familles chimiques sont explicitement transportés par un schéma semi-lagrangien avec un pas de temps de 15 minutes. Le modèle s'étend de la surface jusqu'à 0,1 hPa sur 42 niveaux hybrides. La résolution horizontale est de 2° en latitude et longitude. Les vents, la température et la pression au sol sont fournis par les analyses opérationnelles ECMWF toutes les 6 heures à la résolution T511L60 et sont interpolés à la résolution du modèle. En troposphère, de la surface jusqu'à 95 hPa, les rapports de mélange en vapeur d'eau sont directement issus des analyses ECMWF. En stratosphère, où les observations en vapeur d'eau ne sont pas assimilées par ECMWF, Reprobus calcule explicitement le transport dans les trois directions de la vapeur d'eau et sa production par un schéma détaillé d'oxydation du méthane. Le fait que les vents des analyses météorologiques produisent une circulation de Brewer-Dobson trop forte dans la stratosphère est un problème bien documenté (voir par exemple Monge-Sanz et al., 2007 et les références ci-inclues). Cela affecte la capacité des CTMs à représenter la distribution observée des traceurs à longue durée de vie. Concernant la vapeur d'eau, l'ascension trop rapide de l'air de la tropopause tropicale vers la haute stratosphère ne permet pas une humidification suffisante de celle-ci par l'oxydation du méthane. Cela induit en général un biais sec dans Reprobus en stratosphère également observé dans les analyses opérationnelles incluant une paramétrisation simplifiée de l'oxydation du méthane (Feist et al., 2007). Ainsi en stratosphère, les profils ECMWF/Reprobus présentés dans cette étude ne doivent pas être considérés comme la « vraie » distribution de vapeur d'eau mais plus comme une référence indépendante pour un ensemble d'instruments étudiés. En dessous de la tropopause, les données de vapeur d'eau assimilées dans les analyses ECMWF sont des profils d'humidité provenant des radiosondages ou des radiances mesurées par un certain nombre de satellites géostationnaires ou à orbite polaire comme AIRS (Andersson et al., 2007). Bien que les radiances infrarouges donnent un poids réduit dans les analyses, cela doit être gardé en mémoire lors des comparaisons entre les profils vapeur d'eau AIRS et ECMWF/Reprobus.

2.2. Comparaisons des profils de vapeur d'eau :

Trois types de comparaisons ont été réalisés pour évaluer les performances de chaque instrument :

- (i) des comparaisons de profils individuels ballons et satellites colocalisés.
- (ii) des comparaisons de profils moyens et de variabilités des mesures satellitales et ballon longue durée acquises pendant la période de vol du ballon entre 10°S et 30°S.
- (iii) des comparaisons de profils en moyenne zonale durant février-mars 2004 dans deux bandes de latitude : entre 10°S-20°S et entre 20°S-30°S.

2.2.1. Profils individuels colocalisés :

Deux ballons de 3000 m³, appelés SF, transportant les instruments in-situ μ SDLA et UCAM-SAW ont volé de Bauru dans la zone de convergence sud atlantique très convective les 13 (SF-2) et 24 (SF-4) février 2004. La description des vols et des conditions météorologiques dans lesquelles ils ont eu lieu est disponible dans Durry et al. [2006] et Pommereau et al. [2007]. Les deux profils ballons ont été comparés aux plus proches observations satellites disponibles. Pour chacun de ces profils, le profil Reprobus le plus proche spatialement et temporellement a également été extrait. La localisation des profils et la distance entre les mesures et avec le plus proche profil modélisé sont données dans le tableau 2.2 pour SF-2 et dans le tableau 2.3 pour SF-4.

a) Vol SF-2 :

Le premier ballon (SF-2) a été lancé le 13 février 2004 à 20H18 UTC (17H18 LT) 300 km à l'est d'un système convectif très actif s'étalant sur la partie ouest de l'Etat de Sao Paulo (Pommereau et al., 2007). Ce ballon transportait, parmi d'autres instruments, SAW et μ SDLA à la fin de la chaîne de vol, 40 mètres en dessous du ballon. Le ballon est monté jusqu'à 20 km d'altitude avant de redescendre lentement après son refroidissement au coucher du soleil jusqu'à 11,8 km d'altitude. A cette altitude, la nacelle a été séparée du ballon terminant ainsi sa descente sous parachute. Les deux instruments ont réalisé des mesures durant la montée de jour en troposphère et durant la lente descente après 22H00 UTC. Malheureusement, SAW a rencontré des problèmes techniques durant ce vol conduisant à des oscillations dans les données de point de condensation mesurées et ainsi à des profils de vapeur d'eau non exploitables. μ SDLA a bien fonctionné excepté entre 12,774 et 13,385 km d'altitude où il n'y a pas de donnée et entre 13,385 et 13,7 km

d'altitude où les données d'allure suspicieuse ont été retirées. Les plus proches observations satellitales disponibles sont celles d'HALOE avec un profil au lever du soleil à 09H19 UTC à 475 km au sud-ouest du ballon et d'AIRS à 16H52 UTC et 41 km du ballon. D'après les informations fournies par les fichiers de données AIRS, les données de vapeur d'eau sont indiquées comme étant de la plus haute qualité.

Instrument	Date et heure UTC	Latitude	Longitude	Distance de μ SDLA (km)	Décalage temporel (min) avec Reprobus	Distance de Reprobus (km)
μ SDLA	13/02/2004 23:00	22,09°S	49,24°W	0	0,5	~ 76
HALOE	13/02/2004 09:19	25,22°S	52,59°W	~ 475	3,7	~ 98
AIRS	13/02/2004 16:52	22,35°S	48,93°W	~ 41	7,3	~ 95

Tableau 2.2 : Localisation des mesures de vapeur d'eau pour la comparaison du vol SF-2.

Les données vapeur d'eau des trois instruments (μ SDLA, HALOE et AIRS) sont présentées à la figure 2.1a entre 12 et 20 km d'altitude en traits pleins et les profils Reprobus correspondants en traits pointillés de la même couleur. Le rapport de mélange à saturation calculé à partir des données de pression et de température des capteurs accompagnant μ SDLA a également été tracé en orange sur la figure 2.1a. Les pressions moyennes des couches AIRS ont été converties en altitude en utilisant les données du GPS à bord du ballon. Les écarts relatifs de μ SDLA, HALOE et AIRS avec Reprobus sont représentés à la figure 2.1b avec un échantillonnage vertical de 1 km excepté pour AIRS où l'échantillonnage vertical de ce dernier, plus faible, est conservé.

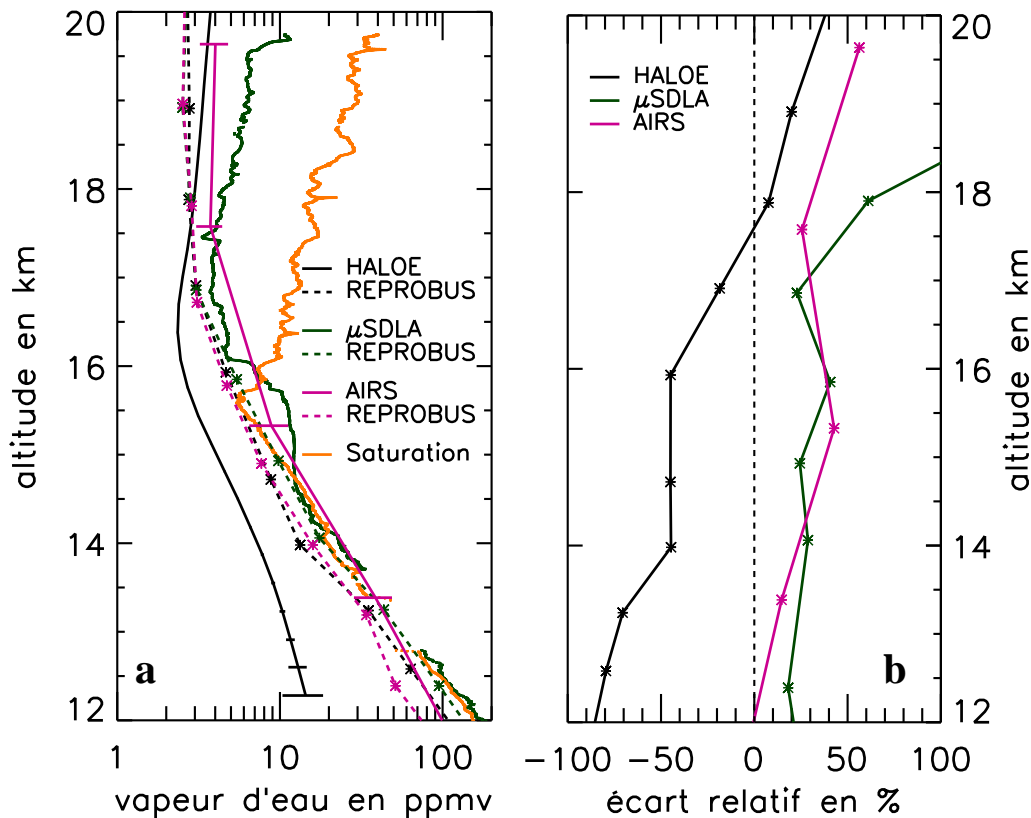


Figure 2.1 : Vol SF-2 le 13 février 2004. (a) En traits pleins, profils de vapeur d'eau μ SDLA (vert), HALOE (noir) et AIRS (rose) incluant les barres d'erreurs fournies dans les fichiers en comparaison avec les profils Reprobos correspondants (mêmes couleurs, traits pointillés). Rapport de mélange à saturation au-dessus de la glace à la localisation du ballon (en orange). (b) Ecart relatif entre chaque instrument et le profil Reprobos correspondant.

μ SDLA présente une couche saturée et même sursaturée dans la haute troposphère jusqu'à 16 km d'altitude soit un peu au-dessus de la tropopause localisée à 15,5 km (Marécal et al., 2007). Puis entre 16,1 et 18 km d'altitude, μ SDLA donne un rapport de mélange en vapeur d'eau approximativement constant autour de 3,4 à 4,5 ppmv. Enfin, au-dessus de 18 km d'altitude, le rapport de mélange en vapeur d'eau mesuré par μ SDLA augmente jusqu'à atteindre 6,4 ppmv à 19,5 km. Le pic de 10 ppmv à l'altitude maximale est situé au début de la redescente du ballon à très faible vitesse et est sûrement dû au dégazage du ballon et de la nacelle (Durry et Megie, 2000) et doit être ignoré. Le profil Reprobos correspondant, en accord avec μ SDLA est saturé en dessous de la tropopause montrant des rapports de mélange plus élevés que les autres profils Reprobos simulant les profils AIRS et HALOE.

Les trois points AIRS à 13,4, 15,3 et 17,6 km d'altitude sont en accord avec μ SDLA en tenant compte de leurs barres d'erreurs combinées et sont un peu plus humides que les valeurs données par Reprobos. Le profil HALOE est plus sec que tous les autres en dessous de 17,5 km d'altitude avec un minimum de 2,3 ppmv à 16,4 km. Au-dessus de 17,5 km d'altitude, le rapport de mélange en vapeur d'eau mesuré par HALOE augmente pour atteindre 3,7 ppmv à 20 km d'altitude.

Comparé à leurs profils Reprobus respectifs, à la figure 2.1b, μ SDLA et AIRS indiquent des rapports de mélange de 15 à 40 % supérieurs en dessous de 17,5 km d'altitude. Mais ECMWF ne permet aucune sursaturation dans son modèle en 2004 et peut ainsi sous-estimer la concentration en vapeur d'eau présente. Le seul désaccord important en haute troposphère reste le biais sec observé dans les données HALOE atteignant 70 à 80 % vers 13 km d'altitude. Puisque les analyses ECMWF sont fortement contraintes par l'assimilation des radiosondages à cette altitude et qu'AIRS est connu pour être en accord à 25 % près avec les radiosondes et les mesures avions entre 500 et 100 hPa aux tropiques, HALOE semble alors donner des rapports de mélange irréalistes. La conclusion est moins évidente en basse stratosphère vu que Reprobus/ECMWF est connu pour avoir un biais sec et que AIRS perd sa sensibilité au-dessus de 100-200 hPa. On peut seulement conclure qu'HALOE et μ SDLA présentent tous les deux une augmentation du rapport de mélange avec l'altitude mais avec une différence systématique de 1,5 ppmv à 2,5 ppmv.

b) Vol SF-4 :

Le second vol, SF-4, a été réalisé en présence de convection locale très active (Pommereau et al., 2007). Le ballon a été lancé à 20H03 UTC (17H03 LT) le 24 février 2004 avec SAW à son bord et μ SDLA en fin de chaîne de vol. Les plus proches passages satellites sont ceux de GOMOS à 3H08 UTC durant la nuit à 750 km au nord-nord-ouest, de AIRS à 16H35 UTC à 27 km et de MIPAS le jour suivant à 1H00 UTC et 1210 km à l'est-nord-est et à 13H47 UTC et 647 km au sud-ouest de la position de μ SDLA (cf. tableau 2.3). Les mesures et le rapport de mélange à saturation de même que leurs écarts relatifs avec Reprobus sont présentés à la figure 2.2.

Instrument	Date et heure UTC	Latitude	Longitude	Distance de μ SDLA (km)	Décalage temporel (min) avec Reprobus	Distance de Reprobus (km)
μ SDLA & SAW	24/02/2004 22:36	22,63°S	49,28°W	0	6,5	~ 99
GOMOS	25/02/2004 03:08	16,91°S	53,06°W	~ 750	6,4	~ 104
AIRS	24/02/2004 16:35	22,39°S	49,33°W	~ 27	5,0	~ 100
MIPAS profil 1	26/02/2004 01:00	16,96°S	39,42°W	~ 1210	0,5	~ 102
MIPAS profil 2	26/02/2004 13:47	24,19°S	55,38°W	~ 647	1,6	~ 53

Tableau 2.3 : Localisation des mesures de vapeur d'eau pour la comparaison du vol SF-4.

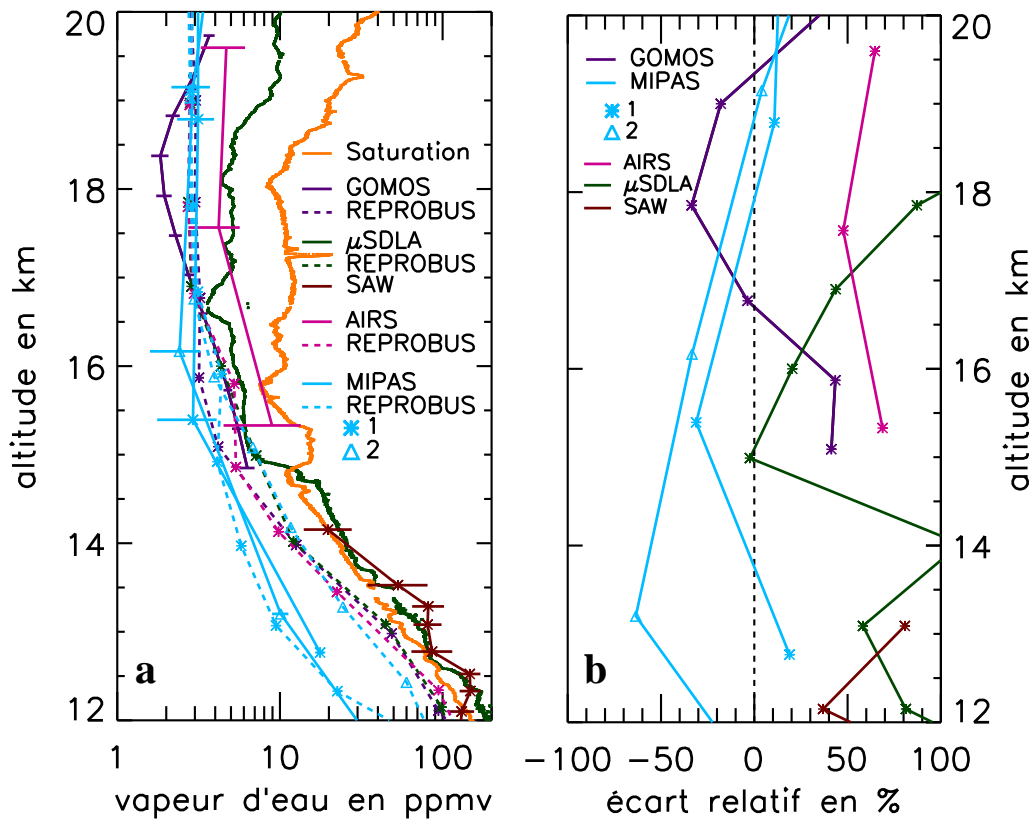


Figure 2.2 : Vol SF-4 le 24 février 2004. (a) En traits pleins, profils de vapeur d'eau μ SDLA (vert), SAW (marron), GOMOS (violet), MIPAS (bleu) et AIRS (rose) incluant les barres d'erreurs fournies dans les fichiers en comparaison avec les profils Reprobos correspondants (mêmes couleurs, traits pointillés). Rapport de mélange à saturation au-dessus de la glace à la localisation du ballon (en orange). (b) Ecart relatif entre chaque instrument et le profil Reprobos correspondant.

Comme pour le vol SF-2, μ SDLA enregistre une haute troposphère sursaturée jusqu'à 14,8 km d'altitude, juste un peu en dessous de la tropopause puis au-dessus une couche de 4 km d'épaisseur ayant entre 4 et 6 ppmv de vapeur d'eau environ et enfin au-dessus de 19 km d'altitude, une couche plus humide avec 9 à 10 ppmv probablement contaminée par le dégazage du ballon. La couche relativement humide entre 16,5 et 18 km d'altitude associée à une augmentation de méthane mesuré également par μ SDLA porte la signature d'un événement convectif antérieur au vol (cf. paragraphe 4.1.2) (Durry et al., 2006 et Nielsen et al., 2007). Les mesures de SAW jusqu'à 14,2 km d'altitude sont en accord avec les mesures de μ SDLA en tenant compte des barres d'erreurs. Elles sont également à saturation ou sursaturées au sein du système convectif observé par le radar bande C (Pommereau et al., 2007). Par contre les deux instruments indiquent des mesures plus humides que Reprobos dont le profil simulé est distant du ballon de 99 km. Sûrement à cause du système convectif, les mesures AIRS à 27 km seulement du ballon sont indiquées comme étant de mauvaise qualité dans les archives en dessous de 15 km d'altitude et ne sont donc pas représentées sur la figure 2.2a. Entre les données AIRS v4 et v5, une augmentation de 15 à 30 % a été constatée pour les profils individuels sur tout le domaine

d'altitude considéré conférant un meilleur accord entre les données AIRS v5 et μ SDLA. GOMOS montre un profil irréaliste avec un minimum ($1,8 \pm 0,3$ ppmv) à 18,4 km d'altitude qui n'est pas observé par les autres instruments. Cela vient du fait que la réponse du CCD (Charge Coupling Device) du spectromètre est fortement non uniforme dans la région spectrale d'absorption de la vapeur d'eau ce qui introduit des distorsions dans les spectres. Les barres d'erreurs sont fortement sous-estimées. Les profils individuels ne peuvent ainsi pas être utilisés pour des études scientifiques. Bien que séparés par plus de 1800 km et 12 heures, les deux profils MIPAS sont proches l'un de l'autre alors que les profils Reprobus correspondants montrent une plus grande variabilité en troposphère. Notamment, le profil Reprobus très sec vers 13 km d'altitude (9,5 ppmv) est dû à une bulle d'air stratosphérique ayant un diamètre de 2° en latitude et longitude centrée sur 13°S et 40°W . Les deux profils MIPAS ont un biais sec par rapport à Reprobus vers 16 km d'altitude en accord avec le biais sec indiqué par Fisher et al. [2007] et Oelhaf et al. [2004] dans la région de la tropopause. A plus basse altitude, vers 13 km, un des profils MIPAS présente un biais humide de 20 % alors que le second présente un biais sec de 70 %. Il est possible qu'un tel biais sec soit dû à la présence de nuages proches du seuil de détection de l'algorithme ($CI=1,8$) et ainsi non éliminés dans l'algorithme d'obtention du profil de vapeur d'eau comme le suggère Remedios et al. [2007]. Les indices de nuage de ces deux profils n'étant pas disponibles dans les fichiers, il n'est pas possible d'explorer cette hypothèse. En stratosphère, au-dessus de 18 km d'altitude, MIPAS, en tenant compte de ses barres d'erreurs, est en accord avec Reprobus bien que ce dernier est connu pour avoir systématiquement un biais sec dans les tropiques à cette altitude.

c) Conclusion sur les comparaisons de profils individuels :

En résumé, les mesures de vapeur d'eau in-situ de μ SDLA et SAW sont en accord dans la haute troposphère donnant des valeurs voisines de la saturation ou sursaturées jusqu'à la tropopause comme attendu en région fortement convective. Ces observations sont globalement en accord avec Reprobus/ECMWF tout en gardant en mémoire que les analyses n'acceptent aucune sursaturation et résolvent difficilement la localisation de la convection au-dessus des continents dans les tropiques. En tenant compte de leurs barres d'erreurs et de leur faible résolution verticale, les observations AIRS sont en accord avec les mesures in-situ. Comparés à eux, HALOE et MIPAS indiquent une haute troposphère jusqu'à six fois plus sèche bien que cela peut être partiellement dû à leur incapacité à réaliser des mesures dans les nuages.

A plus haute altitude, dans la TTL, entre la tropopause et 18 km, la bonne résolution verticale de μ SDLA indique une couche de 2 km d'épaisseur avec des rapports de mélange entre 3,5 et 6 ppmv et des variations significatives non résolues par les satellites dont la résolution verticale est faible. AIRS v5 est toujours en accord avec μ SDLA. MIPAS est plus sec de 2 ppmv environ et HALOE a aussi un biais sec et présente également un minimum marqué vers 16,5 km d'altitude qui n'est vu ni par Reprabus ni par aucun autre instrument.

Au-dessus, entre 18/18,5 et 20 km d'altitude, la possible contamination de μ SDLA par dégazage du ballon et de la nacelle ainsi que la perte de sensibilité d'AIRS ne permet pas de tirer des conclusions fiables. En tenant compte des barres d'erreurs, MIPAS est en accord avec Reprabus mais ce dernier a un biais sec avéré dans ce domaine d'altitude. HALOE, lui, donne jusqu'à 1 ppmv de plus que Reprabus. Au final, GOMOS donne un profil avec une allure singulière comparé aux autres instruments et sous-estime ses barres d'erreurs.

2.2.2. Moyennes de profils individuels colocalisés entre 10°S et 30°S :

Dans le but de comparer les données de vapeur d'eau avec une référence commune, tous les profils SAOZ et tous les profils satellites disponibles entre février et avril 2004 entre 10°S et 30°S sont comparés aux profils Reprabus colocalisés spatialement ($\pm 1^\circ$) et temporellement ($< 7,5$ min). Ce type de comparaison se limite aux données sans nuage puisque SAOZ ainsi que tous les satellites (hormis AIRS) filtrent les données contaminées par les nuages. Comme Reprabus est réputé avoir un biais sec en stratosphère à cause de la circulation trop rapide de Brewer-Dobson dans les analyses ECMWF (Monge-Sanz et al., 2007), toutes les mesures sont aussi comparées à HALOE en stratosphère qui est fréquemment utilisé comme référence à ces altitudes (voir par exemple Randel et al., 2001, 2004 et 2006 ; Geller et al., 2002 ; Lelieveld et al., 2007) en utilisant la technique de double différence proposée par Hocke et al. [2007].

Le nombre de profils sélectionnés pour chaque instrument ainsi que les périodes d'acquisition de ces profils sont résumés dans le tableau 2.4.

Instrument	Nombre de profils	Période (nombre de profils pour cette période)
SAOZ	50	27 février - 1 avril
SAGE-II	51	18-21 mars (47) ; 30 avril (4)
HALOE	129	10-14 février (53) ; 8-11 avril (44) ; 23-26 avril (32)
MIPAS	4244	26 février - 26 mars
GOMOS	140	16-29 février
AIRS	19063	1 février-30 avril

Tableau 2.4 : Nombre de profils sélectionnés pour chaque instrument et périodes d'observation.

Pour chaque instrument, un profil moyen $\overline{X^j}$ est calculé suivant l'équation (1) avec un échantillonnage vertical de 1 km excepté pour AIRS où l'échantillonnage vertical est d'environ 2

$$\text{km : } \overline{X^j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i^j$$

où $\overline{X^j}$ est le rapport de mélange moyen en vapeur d'eau à l'altitude j,

X_i^j est le rapport de mélange en vapeur d'eau du profil i à l'altitude j et

n le nombre de profils disponibles à l'altitude j.

Pour chaque instrument, l'écart relatif avec Reprobis, appelé *Dev*, est également calculé selon

$$\text{l'équation (2) : } Dev_{Instr/Re probis}^j = \frac{\overline{X_{Instr}^j} - \overline{X_{Re probis}^j}}{\overline{X_{Re probis}^j}} \times 100$$

Enfin, la variabilité, *V*, associée au profil moyen est calculée selon l'équation (3) : $V^j = \frac{\sigma^j \times 100}{\overline{X^j}}$

où σ^j est l'écart-type de l'ensemble des profils d'un instrument défini par l'équation (4) :

$$\sigma^j = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i^j - \overline{X^j})^2}.$$

Cette variabilité est la « somme » de deux contributions : la variabilité atmosphérique réelle entre les différents profils sélectionnés d'une part et le bruit de mesure de l'instrument (i.e., la précision de l'instrument) d'autre part.

Pour comparer les instruments avec HALOE en utilisant la technique de double différence,

$$\text{l'équation (5) est appliquée : } Diff_{Instr/HALOE}^j = \left(\frac{\overline{X_{Instr}^j} - \overline{X_{Re probis Instr}^j}}{\overline{X_{Re probis Instr}^j}} - \frac{\overline{X_{HALOE}^j} - \overline{X_{Re probis HALOE}^j}}{\overline{X_{Re probis HALOE}^j}} \right) \times 100$$

Les résultats des comparaisons statistiques sont présentés aux paragraphes suivants pour les différents instruments. Les biais moyens entre chaque instrument et HALOE pour le domaine d'altitude 20-25 km sont donnés dans le tableau 2.5.

Instrument	SAGE-II	SAOZ	MIPAS	GOMOS
Différence (ppmv)	-0,04 ± 0,08	1,82 ± 0,66	0,38 ± 0,08	1,57 ± 1,09
Ecart relatif (%)	-1 ± 3	66 ± 22	13 ± 3	53 ± 35

Tableau 2.5 : Différence moyenne entre SAGE-II, SAOZ, MIPAS, GOMOS et HALOE entre 20 et 25 km d'altitude en utilisant la technique de double différence.

a) HALOE :

Plus de 100 coïncidences sont disponibles au-dessus de 16 km d'altitude diminuant à 48 à 12 km. Dans la stratosphère, au-dessus de 20 km d'altitude, HALOE et Reprobus montrent tous deux des rapports de mélange constants avec ceux de HALOE 1 ppmv (25 %) supérieurs à ceux du modèle (figure 2.3). En revanche, HALOE et Reprobus ont une variabilité similaire (5-10 %) dans ce domaine d'altitude. Plus bas, l'accord se dégrade avec HALOE qui présente un minimum vers 17 km et un biais sec qui s'accroît pour atteindre -70 % à 12 km. La variabilité de HALOE est très faible en troposphère avec par exemple, à 12 km, $\pm 2,8$ ppmv au lieu de $\pm 21,9$ ppmv pour Reprobus, indicateur de la variabilité atmosphérique. Ce biais sec est très similaire à ce qui est observé entre HALOE et SAOZ pour l'ozone (Borchi et Pommereau, 2006) et qui a été attribué à une erreur croissante dans la détermination de l'altitude en dessous de 21-22 km. De plus, dans le cas de l'utilisation du rapport de mélange et non du nombre de molécules par unité de volume comme pour l'ozone, cela se traduit par un minimum à 17 km du fait de la division par une densité de l'air surestimée. Dans le cas présent, la faible variabilité en troposphère jugée irréaliste suggère une autre explication, au moins en troposphère. Comme suggéré par Grooß et Russell [2005] pour expliquer le biais sec, les lignes spectrales employées pour l'obtention de la concentration en vapeur d'eau peuvent être saturées optiquement à basse altitude dû aux trop fortes concentrations présentes à ces altitudes et ainsi conduire à une perte de sensibilité de l'instrument HALOE.

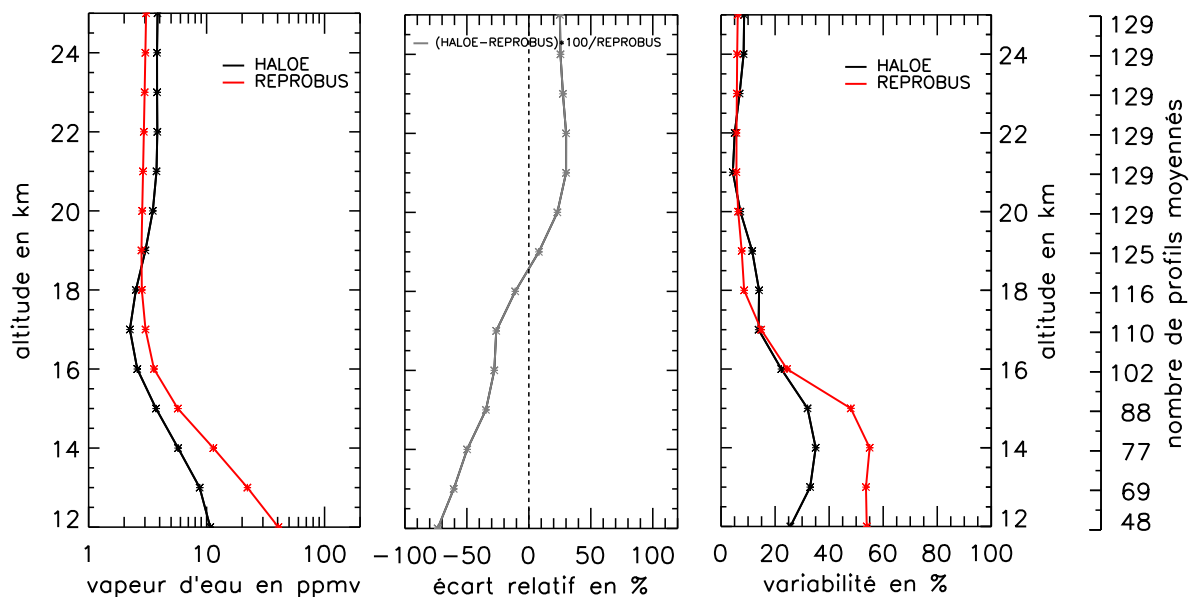


Figure 2.3 : Comparaison entre les profils HALOE et les profils Reprobus colocalisés. Gauche : profils moyens. Milieu : écart relatif avec Reprobus. Droite : variabilité. Echelle de droite : nombre de profils moyennés à chaque altitude.

b) SAGE-II :

Au total, jusqu'à 51 coïncidences sont disponibles à 25 km diminuant à 7 à 12 km à cause de la présence des nuages empêchant les mesures. Les données SAGE-II présentées à la figure 2.4 correspondent à des données dont l'extinction des aérosols à 1020 nm n'excède pas $3 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ comme le recommande Thomason et al. [2004] et à des données dont l'incertitude est inférieure à 50 % comme le propose Taha et al. [2004]. En dépit de cette sélection, certaines valeurs suspectes perdurent comme un profil, exclu de la moyenne, indiquant 18,41 ppmv à 17 km. Dans la stratosphère, au-dessus de 20 km, SAGE-II est en parfait accord avec HALOE (-1,3 % d'après la technique de double différence). La seule différence à ces niveaux est la variabilité de SAGE-II, un peu plus grande que celle de Reprabus et HALOE, de l'ordre de 7 % en moyenne indiquant une précision des mesures un peu plus faible. A plus basse altitude, contrairement à HALOE, le profil moyen SAGE-II est en meilleur accord avec celui de Reprabus bien que montrant une plus faible variabilité que le modèle. Bien que le nombre de profils soit limité en dessous de 18 km, cela semble également indiquer une perte de sensibilité de SAGE-II due aux nombreuses lignes saturées dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau autour de 940 nm.

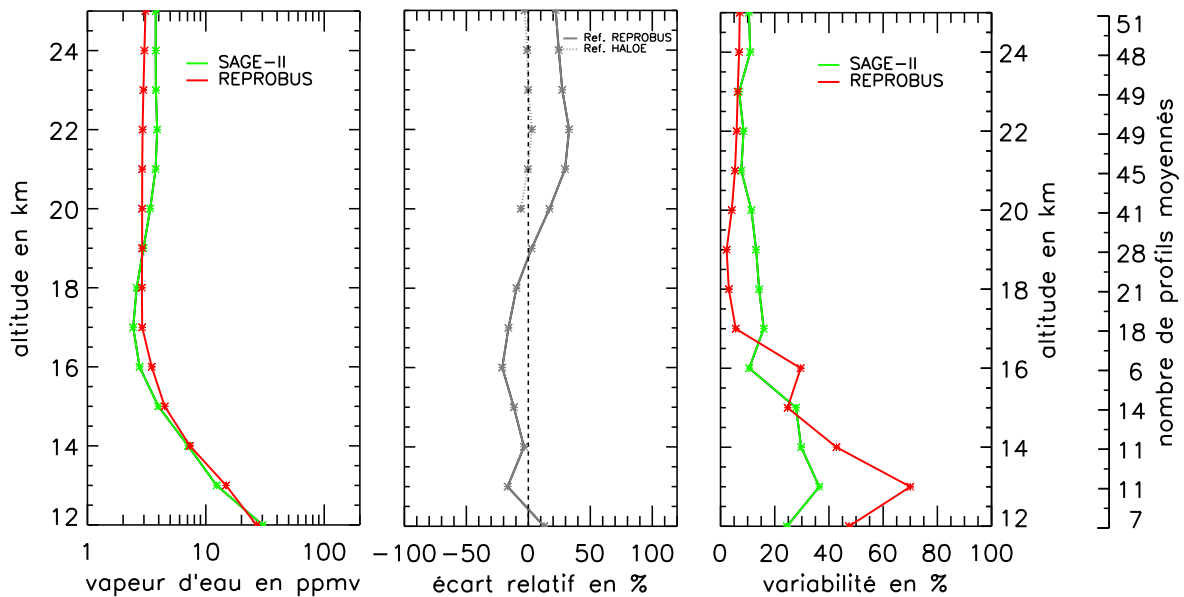


Figure 2.4 : Comparaison entre les profils SAGE-II et les profils Reprabus colocalisés. Gauche : profils moyens. Milieu : écart relatif avec Reprabus et double différence avec HALOE en stratosphère. Droite : variabilité. Echelle de droite : nombre de profils moyennés à chaque altitude.

c) SAOZ :

50 profils SAOZ sont disponibles à 18 km diminuant à 19 à 25 km. Ces derniers ont été enregistrés au début du vol lorsque le ballon était à plus haute altitude (Borchi et Pommereau, 2007). A 12 km d'altitude, seulement 12 profils sont disponibles du fait de la présence fréquente de nuages. Comparé à Reprobus, SAOZ présente une augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau avec l'altitude au-dessus de 20 km mais également une variabilité de 20-25 % plus importante que celle des deux satellites étudiés précédemment (figure 2.5). Contrairement aux satellites situés en dehors de l'atmosphère (dans l'exosphère) qui sondent toute l'atmosphère terrestre, la MIR se situe en basse stratosphère et la contribution en vapeur d'eau des couches supérieures est ainsi difficile à estimer. L'augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau avec l'altitude peut alors être due à une sous-estimation de la concentration en vapeur d'eau dans le spectre de référence utilisé dans l'analyse DOAS et il est possible de la voir disparaître si la concentration en vapeur d'eau du spectre de référence est modifiée. Dans la TTL, entre 16 et 20 km où l'incertitude sur la calibration prend une part moindre, SAOZ indique des rapports de mélange plus grands que Reprobus de 30 à 40 % soit 1 ppmv. Dans la troposphère, SAOZ est en assez bon accord avec Reprobus même au niveau de la variabilité. Cela confirme la perte de sensibilité due à la saturation des lignes d'absorption de la vapeur d'eau dans le proche infrarouge constatée avec SAGE-II. En effet, SAOZ et SAGE-II utilisent en stratosphère la même bande spectrale autour de 945 nm mais cette bande saturant en haute troposphère, SAOZ passe sur une bande d'absorption plus faible (centrée autour de 760 nm) qui sature moins.

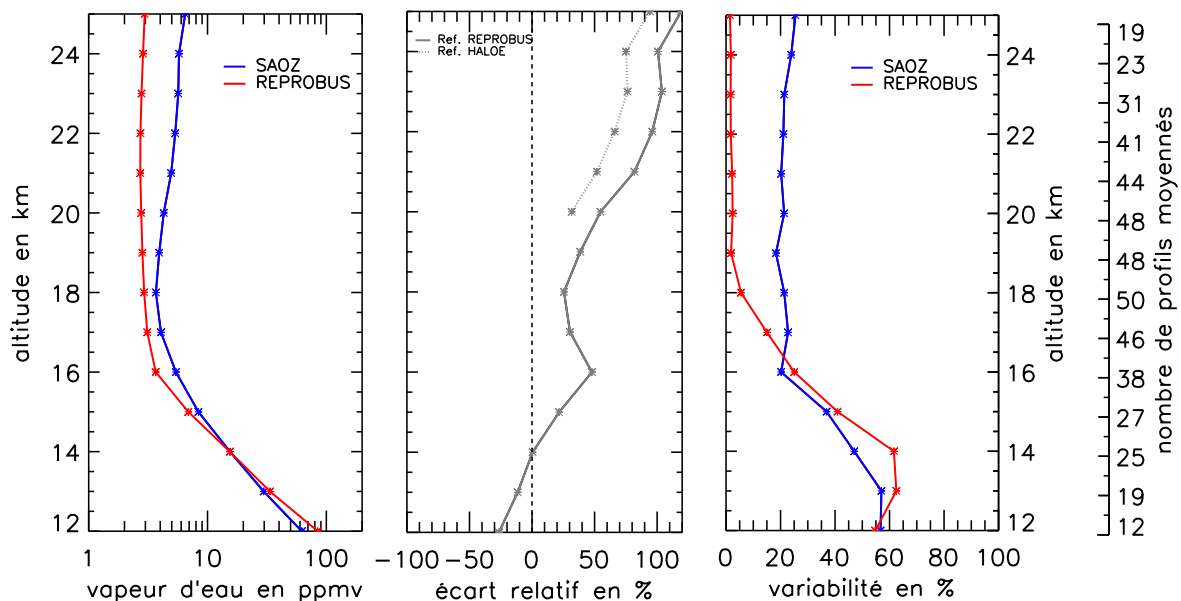


Figure 2.5 : Comparaison entre les profils SAOZ et les profils Reprobus colocalisés. Gauche : profils moyens. Milieu : écart relatif avec Reprobus et double différence avec HALOE en stratosphère. Droite : variabilité. Echelle de droite : nombre de profils moyennés à chaque altitude.

d) MIPAS :

Le nombre de coïncidences disponibles excède les 4000 au-dessus de 19 km et est déjà de 1923 à 12 km. Au-dessus de 20 km, figure 2.6, MIPAS montre un rapport de mélange constant plus élevé de 40 % (1,2 ppmv) comparé à Reprabus et plus élevé de 15 % (0,4 ppmv) comparé à HALOE. Sa variabilité, autour de 10 %, est légèrement supérieure à celle de SAGE-II. A plus basse altitude, les données vapeur d'eau MIPAS de l'ESA (version 6.2) ne doivent pas être utilisées dans des études scientifiques. En effet, en dessous de 17,5 km, la variabilité des données excède 100 % indiquant que la précision des mesures se dégrade comme ont déjà pu le mentionner Oelhaf et al. [2004] et Piccolo et Dudhia [2007].

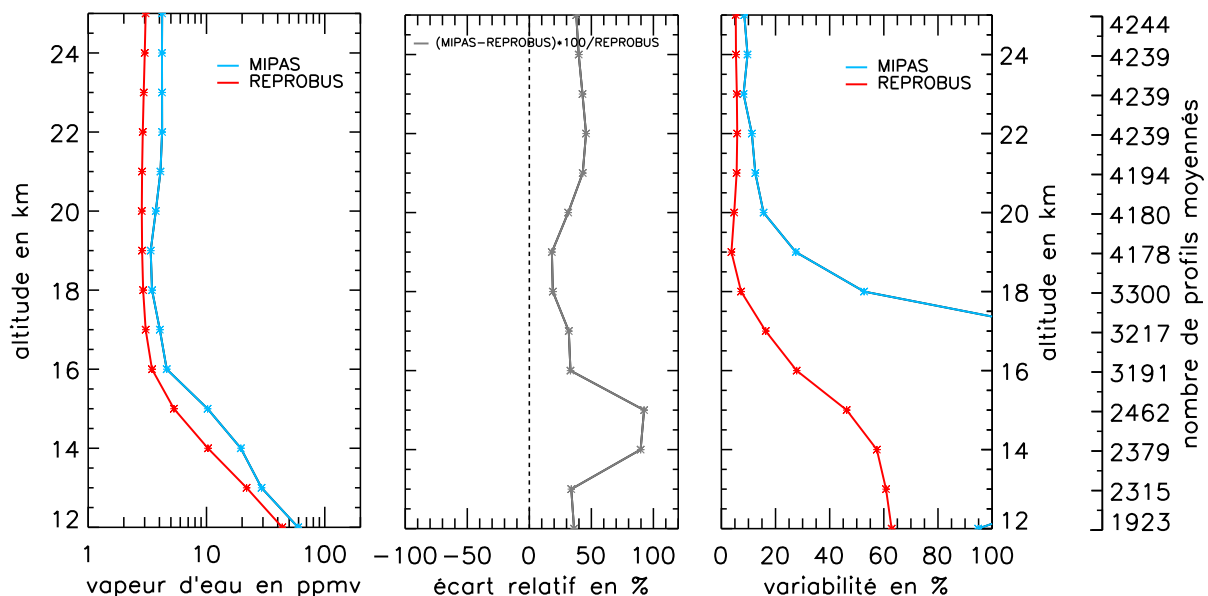


Figure 2.6 : Comparaison entre les profils MIPAS et les profils Reprabus colocalisés. Gauche : profils moyens. Milieu : écart relatif avec Reprabus et double différence avec HALOE en stratosphère. Droite : variabilité. Echelle de droite : nombre de profils moyennés à chaque altitude.

e) GOMOS :

GOMOS est évalué dans la haute troposphère et basse stratosphère tropicale par rapport à Reprabus comme tous les autres satellites dans le cadre de la campagne HIBISCUS. Cependant, comme jusqu'à maintenant personne n'avait évalué la qualité des profils de vapeur d'eau, une étude plus approfondie couvrant toutes les altitudes et latitudes sondées par GOMOS est également réalisée.

Dans le cadre d'HIBISCUS, les occultations des étoiles Antares et Toliman sont sélectionnées. Parmi elles, 140 coïncidences avec Reprabus sont disponibles au-dessus de 19 km diminuant jusqu'à 81 à 12 km. Au-dessus de 20 km, GOMOS présente un gradient vertical similaire à

SAOZ, figure 2.7, mais SAOZ est peu fiable dans cette gamme d'altitude comme expliqué au paragraphe 2.2.2c. La variabilité de GOMOS, autour de 30 %, est beaucoup plus grande que celle des autres satellites. En dessous de 20 km, le profil moyen et la variabilité de GOMOS sont en meilleur accord avec ceux de Reprabus.

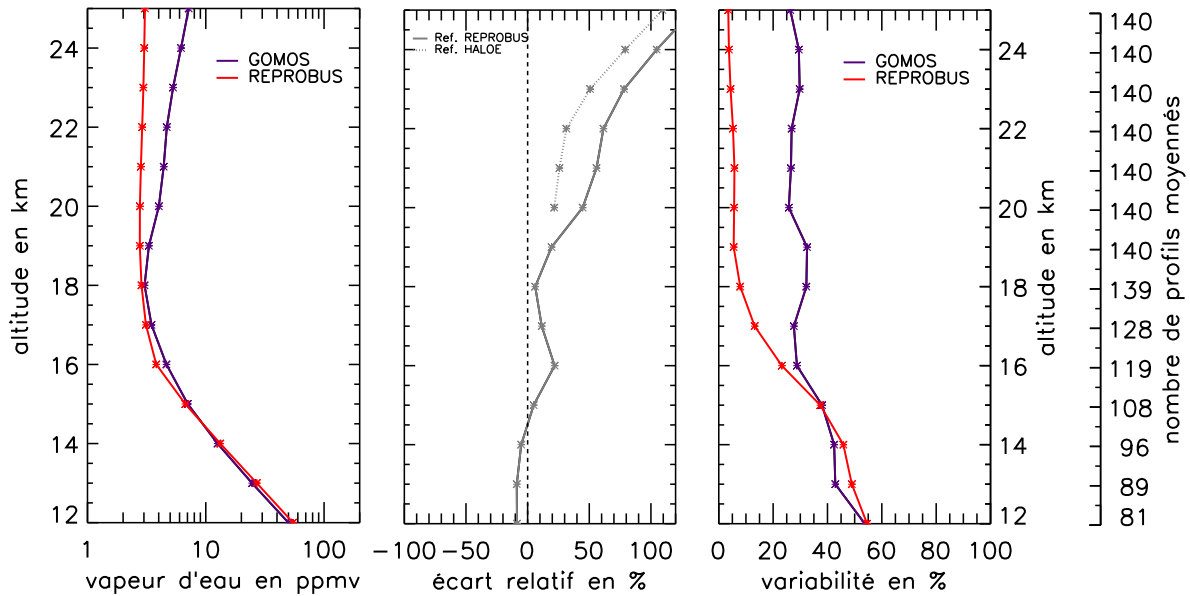


Figure 2.7 : Comparaison entre les profils GOMOS et les profils Reprabus colocalisés. Gauche : profils moyens. Milieu : écart relatif avec Reprabus et double différence avec HALOE en stratosphère. Droite : variabilité. Echelle de droite : nombre de profils moyennés à chaque altitude.

Afin maintenant d'évaluer plus largement GOMOS, les occultations des étoiles à forte intensité dans le proche infrarouge propices pour la restitution des concentrations en vapeur d'eau, c'est-à-dire d'après l'annexe 1, les étoiles numérotées 1-2-3-13-14-16-26-63 sont sélectionnées. Parmi ces occultations, seules celles ayant eu lieu de nuit (ou en condition « straylight » : satellite illuminé mais atmosphère dans la nuit) sont sélectionnées pour s'affranchir de la lumière parasite du soleil. Les profils de vapeur d'eau issus de ces occultations entre le 26 août 2002 et le 25 juin 2006 sont comparés aux profils MLS et HALOE dans trois bandes de latitudes. La première bande, nommée Tropiques se situe entre 30°S et 30°N, la seconde regroupe les moyennes latitudes des hémisphères nord (30°-60°N) et sud (30-60°S) et la troisième regroupe les hautes latitudes des hémisphères nord (60-90°N) et sud (60-90°S). Les critères de coïncidence appliqués sont différents pour MLS et HALOE. En effet HALOE réalisant de l'occultation solaire ne permet d'acquérir que 30 profils par jour alors qu'MLS réalisant des mesures au limbe fournit un peu moins de 3500 profils par jour. Il est alors plus facile de trouver des coïncidences avec MLS qu'avec HALOE. Pour HALOE les critères choisis sont : différence temporelle avec GOMOS inférieure à 12 heures et différence spatiale inférieure à 5° en latitude et 10° en longitude. Ces

écarts temporels et spatiaux peuvent être importants surtout aux tropiques en haute troposphère où la convection de faible échelle spatiale et temporelle (de l'ordre de quelques kilomètres et quelques heures) peut par exemple influencer fortement un profil de vapeur d'eau. Une part des différences perçues entre les instruments peut alors être due à de la variabilité atmosphérique. Pour les tropiques, 161 coïncidences sont disponibles avec les étoiles 1-2-16-26-63 diminuant à 152 aux moyennes latitudes avec les étoiles 1-2-3-14-16-26-63 et à 8 aux hautes latitudes avec les étoiles 14 et 16. Pour MLS les critères choisis sont : différence temporelle avec GOMOS inférieure à 6 heures et différence spatiale inférieure à 5° en latitude et en longitude. Ainsi, pour les tropiques, 44 coïncidences sont disponibles avec les étoiles 1-2-14-26-63 augmentant à 217 aux moyennes latitudes avec les étoiles 1-2-3-14-16-63 et à 293 aux hautes latitudes avec les étoiles 1-14-16.

Pour réaliser la moyenne des profils GOMOS sélectionnés, plusieurs problèmes se posent. Le premier problème concerne la présence de valeurs négatives dans les concentrations de vapeur d'eau restituées par l'algorithme d'inversion spectrale des spectres de transmission atmosphérique des étoiles. Pour les profils sélectionnés pour les deux comparaisons avec HALOE et MLS, le nombre de valeurs négatives par profil est en moyenne de $0,96 \pm 2,43$. Ces valeurs négatives sont supprimées des profils avant de réaliser la moyenne. Le deuxième problème vient des incertitudes sur les concentrations en vapeur d'eau données dans les fichiers. En plus d'être généralement sous-estimées comme le montre la figure 2.2, certaines concentrations réalistes ont des incertitudes dépassant 200 % alors que d'autres concentrations irréalistes ont des incertitudes faibles de 0,3 % par exemple. Il est donc impossible de filtrer les données en fixant un seuil d'incertitude comme dans le cas de SAGE-II (paragraphe 2.2.2b). Afin néanmoins de s'assurer d'enlever les valeurs paraissant les plus aberrantes dans le calcul de la moyenne, les rapports de mélange supérieurs à 2000 ppmv entre 10 et 12 km et les rapports de mélange supérieurs à 500 ppmv entre 12 et 23 km ont été supprimés. Ces seuils (2000 et 500 ppmv) ont été fixés arbitrairement en fonction des rapports de mélange habituellement présents à ces altitudes. Cela atteint 1,8 % des profils sélectionnés pour les comparaisons. Concernant HALOE, aucun filtrage des données n'est réalisé par contre il n'en est pas de même pour MLS. Les indications données par Read et al. [2007] et Lambert et al. [2007] sont appliquées à savoir que seules les données de vapeur d'eau dont le paramètre « status » est pair, dont le critère « quality » est supérieur à 0,9 et dont la précision est positive sont conservées. Par ailleurs, afin de remédier à l'artéfact induisant de fines oscillations dans les données MLS à 26,1 hPa et 31,6 hPa, l'algorithme décrit par Lambert et al. [2007] a été appliqué. Enfin, MLS peut présenter des données à basse altitude parfois inférieures à 1 ppmv qui ne sont pas éliminées par les critères fixés. Les valeurs alors en

dessous du seuil de détection de MLS sont supprimées c'est-à-dire, les rapports de mélange inférieurs à 7 ppmv à 316 hPa, inférieurs à 4 ppmv à 261 hPa, inférieurs à 3 ppmv à 178 hPa et 215 hPa et inférieurs à 0,1 ppmv au-dessus de 147 hPa.

Tous les profils GOMOS et HALOE sont interpolés à la résolution verticale d'un kilomètre avant d'être moyennés. La figure 2.8 présente les profils moyens GOMOS et HALOE en coïncidence dans les trois bandes de latitude sélectionnées ainsi que leurs variabilités. A basse altitude, GOMOS donne des rapports de mélange plus élevés qu'HALOE dans les trois bandes de latitude et une plus forte variabilité (excepté aux hautes latitudes cependant le nombre de coïncidences disponibles de 8 n'est pas assez significatif) mais HALOE est connu pour avoir un biais sec à ces altitudes. Au-dessus de 20 km, l'augmentation progressive de la vapeur d'eau avec l'altitude due à la dissociation du méthane n'est observée que par HALOE. En effet, GOMOS indique une augmentation plus brutale du rapport de mélange jusque vers 32 km suivie d'une forte diminution jusqu'à 44 km d'altitude. L'écart relatif entre les deux instruments peut atteindre 150 % à 32 km. La variabilité de GOMOS, de l'ordre de 30 % entre 20 et 44 km d'altitude, est 2 fois supérieure à celle d'HALOE inférieure à 10 %. Entre 44 et 49 km d'altitude, HALOE et GOMOS sont en meilleur accord au moins pour les tropiques et les moyennes latitudes mais la forte variabilité des données GOMOS comparée à celle d'HALOE indique le manque de précision de l'instrument.

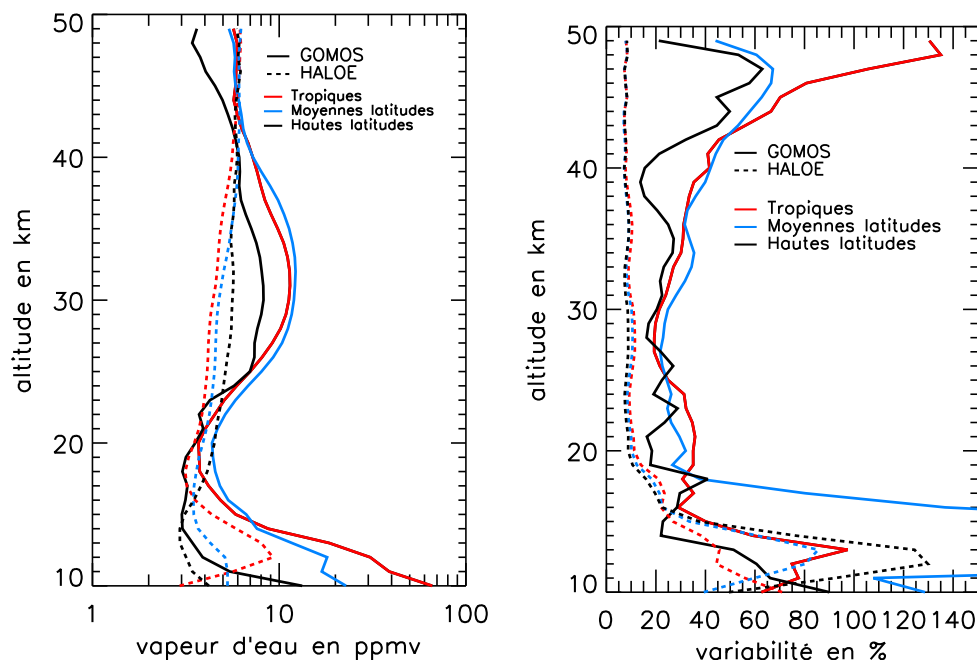


Figure 2.8 : Comparaison entre les profils GOMOS (traits pleins) et les profils HALOE colocalisés (traits pointillés) pour trois bandes de latitude différentes : tropiques (30°S-30°N) en rouge, moyennes latitudes (30-60°N et °S) en bleu et hautes latitudes (60°-90°N et °S) en noir. Gauche : profils moyens. Droite : variabilités.

MLS est plus fiable qu'HALOE pour évaluer les données GOMOS à plus basse altitude. Plus de coïncidences sont également disponibles aux hautes latitudes. Ainsi, tous les profils GOMOS

sont interpolés sur les niveaux de pression MLS avant d'être moyennés. La figure 2.9 présente les profils moyens GOMOS et MLS en coïncidence dans les trois bandes de latitude sélectionnées ainsi que leurs variabilités. A basse altitude, en dessous de 15,7 km pour les tropiques et en dessous de 13 km pour les hautes latitudes, GOMOS donne des rapports de mélange en vapeur d'eau plus élevés qu'MLS avec une différence relative qui augmente des tropiques vers les pôles. En effet, aux tropiques, un accord dans les 25 % est observé entre les deux instruments alors qu'aux moyennes latitudes et aux pôles, l'écart relatif maximal entre les deux instruments vaut respectivement 87 % et 100 %. Entre 20 et 40/44 km, une forte augmentation puis diminution du rapport de mélange est toujours observée dans les données GOMOS avec une forte variabilité alors que les données MLS et HALOE présentent la même allure. Au-dessus de 44 km d'altitude, GOMOS indique un biais sec de 1,5 ppmv comparé à MLS avec une variabilité autour de 80 % contre 5-6 % pour MLS.

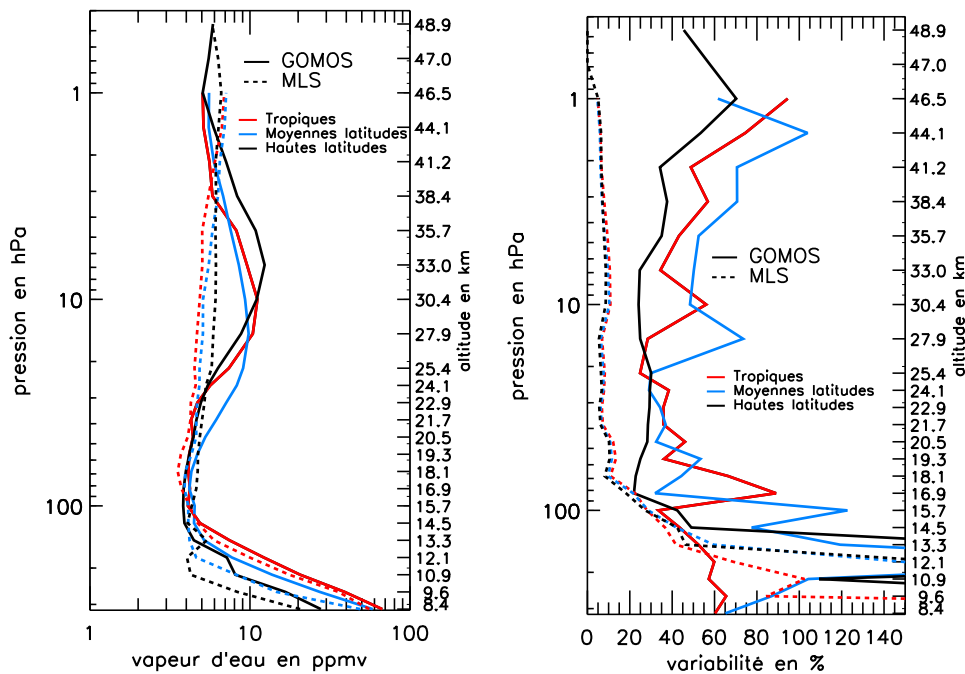


Figure 2.9 : Comparaison entre les profils GOMOS (traits pleins) et les profils MLS colocalisés (traits pointillés) pour trois bandes de latitude différentes : tropiques (30°S-30°N) en rouge, moyennes latitudes (30-60°N et °S) en bleu et hautes latitudes (60°-90°N et °S) en noir. Gauche : profils moyens. Droite : variabilités.

En conclusion, outre un certain nombre de valeurs aberrantes dans les fichiers GOMOS (valeurs négatives, valeurs trop élevées à basse altitude), GOMOS présente un maximum de vapeur d'eau supérieur à 10 ppmv vers 32 km soit des rapports de mélange deux fois supérieurs à ceux observés par HALOE et MLS. Ce problème peut s'expliquer par la présence de scintillations dans l'atmosphère à ces altitudes (Sofieva et al., 2007) que l'algorithme v6.0 ne parvient pas à corriger complètement. Les scintillations sont l'effet de variations brusques de densité dans l'atmosphère dues à des ondes ou à de la turbulence. Cela explique également la forte variabilité observée dans

les données vapeur d'eau GOMOS sur tout le domaine d'altitude. A ce stade, les données vapeur d'eau GOMOS ne sont donc pas utilisables dans des études scientifiques.

f) AIRS :

Les données de vapeur d'eau AIRS v5 sont disponibles de la surface jusqu'à 50 hPa. Ainsi la comparaison avec Reprabus est uniquement possible entre 12 et 20,7 km. Le nombre de coïncidences est de 19063 vers 18 km et d'un peu moins en dessous. Pour cette comparaison, les données Reprabus ont été moyennées dans les couches de pression AIRS. Sur tout le domaine d'altitude, figure 2.10, AIRS et Reprabus sont en très bon accord, à 20 % près, avec AIRS v5 exposant souvent un léger biais humide comparé à Reprabus. Il est à rappeler qu'en dessous de la tropopause, les radiances infrarouges mesurées par AIRS (Andersson et al., 2007) sont utilisées, parmi d'autres données, dans le schéma d'assimilation produisant les données ECMWF avec cependant un poids faible. En dessous de 16 km, Reprabus a une variabilité plus importante qu'AIRS de 5 à 10 % alors que c'est le contraire au-dessus. Dans la couche de pression 50-70 hPa, la variabilité des données AIRS v5 est de 19 % alors que celle des données Reprabus est de 5,6 %. AIRS semble alors avoir une mauvaise précision dans ce domaine d'altitude. Cependant si on compare les données de la v5 à la v4, la précision s'est améliorée au-dessus de 100 hPa vu qu'un tiers de la variabilité a été supprimée. En moyenne, comparé à la v4, la v5 est légèrement plus sèche au-dessus et 100 hPa et légèrement plus humide en dessous donnant ainsi globalement un meilleur accord avec Reprabus.

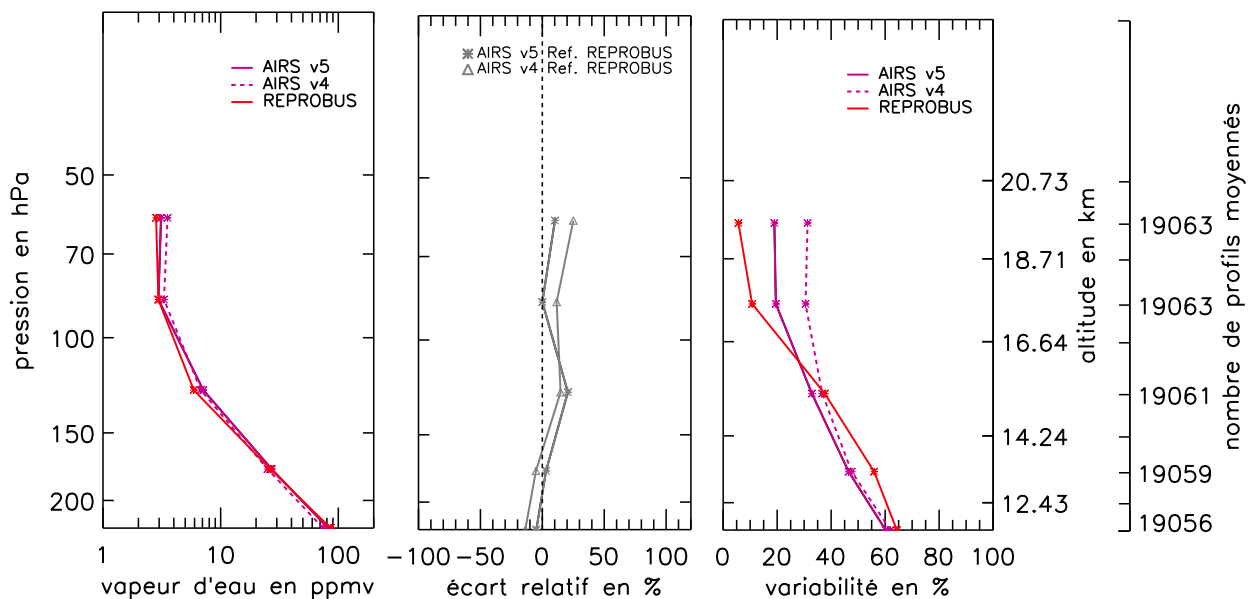


Figure 2.10 : Comparaison entre les profils AIRS v4 et v5 et les profils Reprabus colocalisés. Gauche : profils moyens. Milieu : écart relatif avec Reprabus. Droite : variabilité. Echelle de droite : nombre de profils moyennés à chaque altitude.

2.2.3. Moyennes zonales :

Une autre approche pour évaluer les performances relatives de chaque instrument consiste à comparer les moyennes zonales ainsi que leurs variabilités associées. Les tableaux 2.6 et 2.7 indiquent le nombre de profils disponibles pour chaque instrument pour la période février-mars 2004 pour deux bandes de latitude différentes : respectivement 10°S-20°S et 20°S-30°S. Les figures 2.11 et 2.12 montrent les résultats de ces calculs pour les deux cas. La principale différence avec les précédentes comparaisons statistiques de mesures colocalisées est l'inclusion des profils Reprabus en condition nuageuse ignorés par les mesures à distance, excepté pour AIRS vu qu'il est combiné avec AMSU.

Altitude (km)	SAOZ H ₂ O	Reprabus	SAGE-II	HALOE	MIPAS	GOMOS	AIRS
12	11	5967	0	6	737	32	628646 (11,7 km)
13	18	5967	0	8	855	36	628589 (13,3 km)
14	24	5967	0	10	859	39	
15	25	5967	0	12	931	47	628643 (15,3 km)
16	35	5967	1	15	1246	53	
17	42	5967	1	17	1248	60	628695 (17,5 km)
18	45	5967	0	19	1399	72	
19	43	5967	1	25	2029	73	
20	43	5967	11	26	2029	73	628695 (19,6 km)
21	39	5967	14	26	2048	73	0
22	37	5967	18	26	2077	73	0
23	28	5967	18	26	2077	73	0
24	21	5967	17	26	2077	73	0
25	17	5967	20	26	2077	73	0

Tableau 2.6 : Nombre de profils disponibles en février-mars 2004 entre 10°S et 20°S en fonction de l'altitude pour chaque instrument.

Altitude (km)	Reprobus	SAGE-II	HALOE	MIPAS	GOMOS	AIRS
12	6363	5	13	1236	49	657345 (11,6 km)
13	6363	8	19	1440	53	657224 (13,2 km)
14	6363	9	20	1472	57	
15	6363	11	21	1589	61	657354 (15,3 km)
16	6363	5	23	1884	66	
17	6363	14	24	1902	68	657427 (17,5 km)
18	6363	17	25	1916	68	
19	6363	23	26	2070	68	
20	6363	26	27	2071	68	657432 (19,6 km)
21	6363	27	27	2071	68	
22	6363	27	27	2075	68	
23	6363	27	27	2075	68	
24	6363	27	27	2075	68	
25	6363	27	27	2075	68	

Tableau 2.7 : Nombre de profils disponibles en février-mars 2004 entre 20°S et 30°S en fonction de l'altitude pour chaque instrument.

En stratosphère, au-dessus de 20 km, les résultats sont essentiellement identiques à ceux dérivés de la comparaison avec les profils colocalisés. HALOE, SAGE-II et MIPAS sont en accord à 0,5 ppmv près donnant des rapports de mélange constants. Comparé à eux, Reprobus a un biais sec de 1 ppmv environ. SAOZ et GOMOS montrent un gradient positif mais irréaliste comme expliqué précédemment. Si la variabilité de Reprobus est bien représentative de la variabilité atmosphérique, la précision des mesures varie de 2,5 % pour HALOE à 7 % pour SAGE-II, 10 % pour MIPAS, 20 % pour SAOZ et 25 % pour GOMOS.

En dessous de 16 km, en haute troposphère, tous les instruments indiquent les tropiques (10-20°S) plus humides que les subtropiques (20-30°S) comme on pouvait s'y attendre hormis GOMOS. HALOE et SAGE-II donnent des rapports de mélange bien inférieurs aux autres instruments. MIPAS présente un bruit excédant 100 %. Les instruments les plus proches de Reprobus/ECMWF sont AIRS, SAOZ, GOMOS et MIPAS avec des rapports de mélange légèrement inférieurs en dessous de 14 km et légèrement supérieurs au-dessus. Cela est en accord avec le biais sec connu au-dessus de 150 hPa dans les analyses ECMWF (Ovarlez et Van Velthoven, 1997) utilisées par Reprobus jusqu'à 95 hPa. En dessous de 14 km, où ECMWF est fiable, AIRS est le plus proche. Bien que la présence de nuages dans les données Reprobus puisse

contribuer aux différences, HALOE et SAGE-II montrent clairement une perte de sensibilité due certainement à la saturation des lignes d'absorption utilisées.

Dans la TTL, entre 16 et 20 km d'altitude, les conclusions sont plus difficiles à tirer puisque AIRS commence à perdre sa sensibilité, la précision de MIPAS est dégradée et HALOE et SAGE-II montrent un minimum vers 17 km non observé par Reprobus et les autres instruments. Ce minimum peut s'expliquer par un décalage en altitude, au moins pour HALOE. Reste GOMOS et SAOZ qui présentent respectivement jusqu'à 0,7 ppmv et 1,3 ppmv de plus que Reprobus avec une forte variabilité quasi constante de 30 % pour GOMOS et de 20 % pour SAOZ alors que celle de Reprobus diminue de 25 % à 5 % avec l'altitude. Une part de ces différences peut probablement être expliquée par la méthode de comparaison utilisée. En effet, pour chaque instrument, le même échantillonnage vertical a été utilisé alors que tous les instruments n'ont pas la même résolution verticale. Dans cette région où le gradient vertical en vapeur d'eau change avec l'altitude, la résolution verticale influe fortement sur les rapports de mélange obtenus à l'échantillonnage choisi.

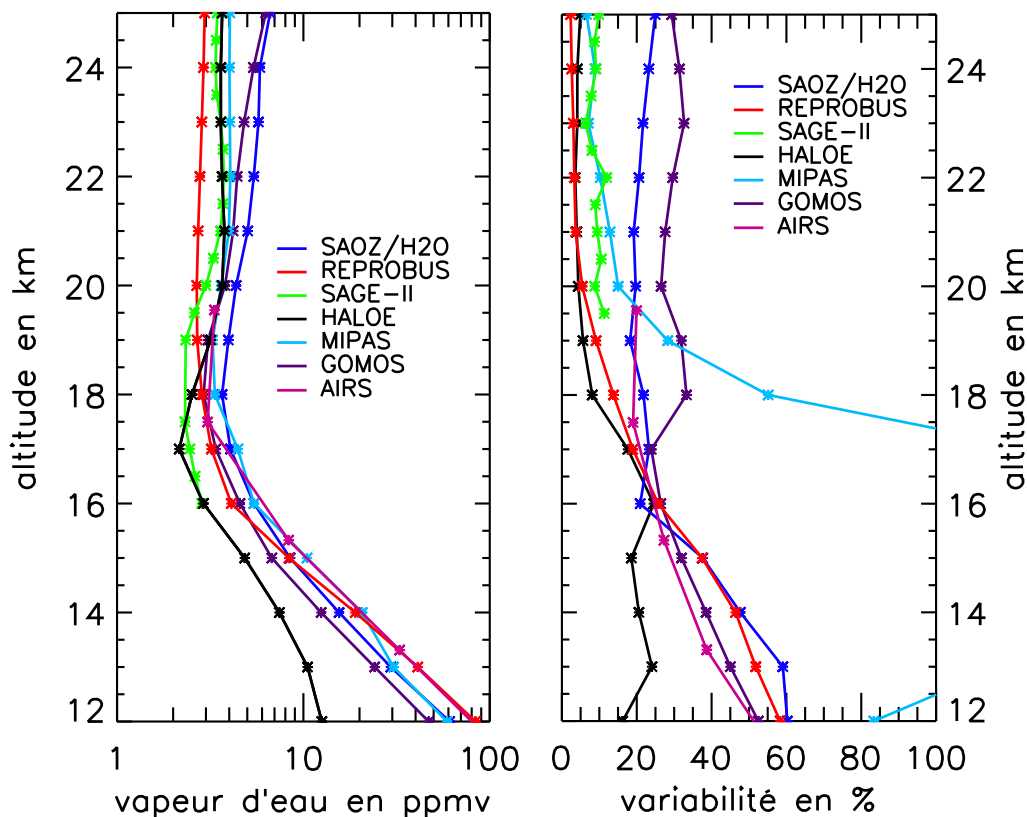


Figure 2.11 : (gauche) moyenne zonale et (droite) variabilité des profils vapeur d'eau de tous les instruments étudiés en février-mars 2004 entre 10°S et 20°S.

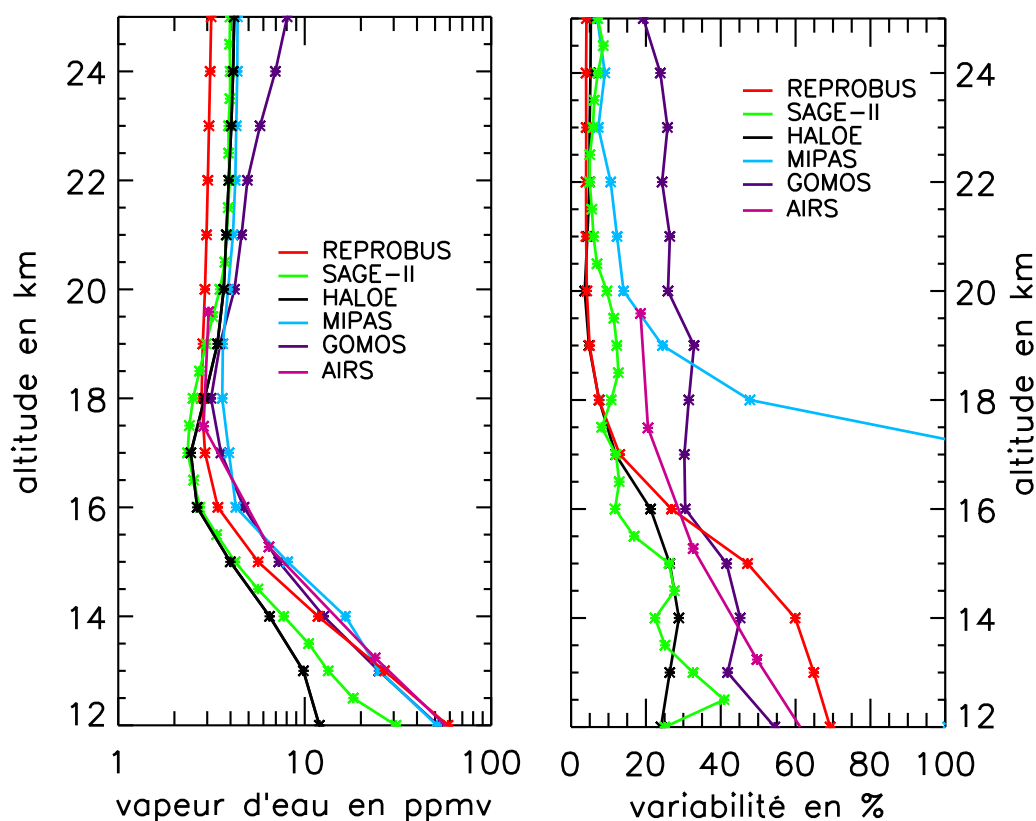


Figure 2.12 : (gauche) moyenne zonale et (droite) variabilité des profils vapeur d'eau de tous les instruments étudiés en février–mars 2004 entre 20°S et 30°S.

2.3. Conclusion :

Compte tenu des différents biais et des différences de variabilité perçues entre les instruments notamment en stratosphère, il est encore aujourd'hui impossible de combiner les données des différents capteurs pour en déduire des tendances à long terme de la vapeur d'eau en stratosphère. Cependant les comparaisons entre les mesures de vapeur d'eau ballons et satellites disponibles pendant la campagne HIBISCUS dans la haute troposphère et la basse stratosphère tropicale et subtropicale fournissent une idée sur la fiabilité de chacune d'elles en fonction de l'altitude.

Dans la stratosphère, les meilleurs instruments sont dans l'ordre HALOE avec 2,5 % de précision, SAGE-II avec 7 % de précision et MIPAS avec 10 % de précision. Ces trois instruments indiquent des rapports de mélange constants avec l'altitude entre 20 et 25 km. Comparé à eux, Reprobus a un biais sec d'environ 1 ppmv dû à la circulation de Brewer-Dobson trop forte dans les analyses ECMWF. Les gradients positifs reportés par SAOZ (précision de 20 %) et GOMOS (précision de 25 %) sont irréalistes et dus à des raisons différentes identifiées.

En dessous de 15-16 km, dans la haute troposphère, AIRS v5 est en accord avec les mesures ballon in-situ de μ SDLA et SAW et avec les analyses ECMWF en dessous de 150 hPa. Au-dessus de 150 hPa, les analyses ont un biais sec avéré. La plupart des autres instruments sont peu

fiables à ces altitudes : HALOE et SAGE-II perdent leur sensibilité à cause de la saturation des lignes spectrales d'absorption de la vapeur d'eau, MIPAS a un bruit de mesure excédant 100 % et GOMOS a une correction imparfaite de la réfraction qui induit des profils individuels irréalistes et ne reproduit pas une haute troposphère plus humide aux tropiques qu'aux subtropiques. Le seul à fournir des valeurs correctes est SAOZ qui utilise une bande d'absorption moins saturée dans la troposphère mais réalise des mesures uniquement dans les zones dépourvues de nuages.

Dans la région de la TTL, entre 15/16 km et 20 km, les instruments ballons (μ SDLA, SAW, SAOZ) indiquent des rapports de mélange entre 4 et 6 ppmv soit en moyenne 1 à 2 ppmv plus humides que les rapports de mélange simulés par Reprobus et 2 ppmv plus humides que les rapports de mélange enregistrés par HALOE et SAGE-II à 17 km. A 17 km, ces deux derniers instruments indiquent un minimum marqué en vapeur d'eau non constaté ni par les autres instruments ni par Reprobus. Pour HALOE, une des explications possibles est une erreur sur la détermination de l'altitude tangente déjà constatée pour l'ozone et qui sera probablement corrigée dans la nouvelle version v20 attendue.

Compte tenu de l'ensemble de ces résultats, dans la suite de cette thèse, les données HALOE seront utilisées en stratosphère notamment pour la longue période opérationnelle couverte par l'instrument (1991-2005) permettant de réaliser une climatologie de la vapeur d'eau en stratosphère (en annexe 2). En troposphère, les données ECMWF seront utilisées pour compléter cette climatologie de la vapeur d'eau (annexe 2) et les données AIRS seront utilisées pour leur fine résolution horizontale aux chapitres 4 et 5.

Chapitre 3

Modélisation numérique des différentes phases de l'eau

3.1. Principe de base du modèle :	70
3.2. Module de microphysique :	72
3.2.1. Formation des nuages dans l'atmosphère :	72
3.2.2. Modélisation des changements de phase de l'eau – Etape 1 :	74
3.2.3. Sédimentation des particules de glace – Etape 2 :	76
3.3. Conclusion :	77

L'objectif de cette thèse étant de quantifier le transport isentrope de vapeur d'eau de la haute troposphère tropicale vers la basse stratosphère des moyennes latitudes, le modèle global, isentrope, semi-lagrangien et à haute résolution MIMOSA est adopté pour les raisons évoquées au paragraphe 1.5. Ce modèle ne réalise à ce stade que l'advection isentrope du champ de tourbillon potentiel et un certain nombre d'adaptations est nécessaire au transport de la vapeur d'eau. Notamment, il est important de prendre en compte les changements de phase possibles de l'eau ainsi que la sédimentation des particules de glace. La première partie de ce chapitre consiste alors à décrire le modèle MIMOSA existant puis à décrire les modifications apportées pour réaliser l'advection de l'eau sous ses trois phases.

3.1. Principe de base du modèle :

Le modèle MIMOSA (**M**odélisation **I**sentrope du transport **M**éso-échelle de **L'**Ozone **S**tratosphérique par **A**dvection) est un modèle d'advection à haute résolution du tourbillon potentiel (Hauchecorne et al., 2002). Ce modèle a été développé par le Service d'Aéronomie dans le cadre du projet européen METRO faisant lui-même parti du projet THESEO portant sur l'étude de la variabilité de l'ozone en stratosphère. Ce modèle avait été développé pour permettre d'interpréter l'origine de filaments d'ozone vus par lidar à l'Observatoire de Haute-Provence et pour planifier les vols d'un avion ayant à son bord un lidar ozone en fonction des zones d'intérêt (Heese et al., 2001). En effet, à l'échelle synoptique, le tourbillon potentiel est une variable conservative sur des périodes de quelques jours (Orsolini, 1995) et peut être utilisé comme traceur dynamique des masses d'air.

Le modèle MIMOSA est un modèle isentrope dont la grille horizontale est orthogonale et centrée aux pôles de telle sorte que les parallèles forment des cercles concentriques centrés sur le pôle. La taille de chaque maille élémentaire est un paramètre du modèle. Dans cette étude, on a choisi de travailler à une résolution de trois points par degré en latitude et longitude. Dans la version utilisée lors de la campagne METRO, le modèle ne pouvait fonctionner que sur l'hémisphère nord. A l'heure actuelle, le modèle peut fonctionner tant sur un seul hémisphère que sur toute la surface terrestre. Dans ce dernier cas, le modèle fait les calculs séparément sur les deux hémisphères (nord entre 10°S et 90°N et sud entre 90°S et 10°N) et la zone entre 5°S et 5°N sert de zone de raccord entre les deux hémisphères.

A l'instant initial, le modèle MIMOSA calcule le tourbillon potentiel PV sur une surface isentrope θ à partir de champs de température T et de vent \vec{V} selon la définition de Holton [1992] :

$$PV = -g \frac{\partial \theta}{\partial P} (\xi_\theta + f)$$

avec :

P la pression

g la constante de gravité : $g \approx 9,81 \text{ m.s}^{-2}$

θ la température potentielle : $\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}}$ où $\frac{R}{C_p} = \frac{2}{7}$

ξ_θ la composante verticale de la vorticité relative évaluée sur une surface isentrope θ :

$$\xi_\theta = \vec{k} \cdot (\vec{\nabla}_\theta \times \vec{V})$$

f le paramètre de Coriolis : $f = 2\Omega \sin \varphi$

où Ω est la vitesse de rotation de la Terre : $\Omega = 7,292.10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$ et φ la latitude.

Les champs de température et de vent sont fournis par les analyses de l'ECMWF (issues du modèle ISF cycle 26r3 pour 2004 et cycle 29r2 pour 2006) et extraits sur place par la routine MARS sur 17 niveaux de pression à une résolution horizontale de $0,5^\circ$, $1,125^\circ$ ou $2,5^\circ$ en latitude et longitude. Les 17 niveaux de pression couvrent la moyenne troposphère ainsi que l'ensemble de la stratosphère et valent respectivement : 500 ; 400 ; 300 ; 250 ; 200 ; 150 ; 100 ; 70 ; 50 ; 30 ; 20 ; 10 ; 7 ; 5 ; 3 ; 2 et 1 hPa. Ils permettent de travailler sur des niveaux isentropes compris entre 320 et 950 K. Ces données sont fournies toutes les six heures à 0H, 6H, 12H et 18H UTC. Les points de la grille MIMOSA sont advectés par pas d'une heure selon les vents issus de ces analyses, déformant ainsi la grille initiale. Toutes les 6 heures, la grille de départ est reformée pour garder une distance constante entre les points de grille et les valeurs du tourbillon potentiel en chaque point de grille sont alors recalculées. Ce phénomène de remaillage entraîne de la diffusion numérique qui est minimisée par le choix d'un schéma d'interpolation de conservation du moment d'ordre 2 de la structure du tourbillon potentiel (Hauchecorne et al., 2002). Ce schéma confère ainsi des valeurs de diffusion proche de la diffusion atmosphérique réelle estimée par Waugh et al. [1997] à l'aide de corrélations traceur-traceur ($\sim 1000 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$). Afin de prendre en compte les phénomènes diabatiques (radiatifs essentiellement), une relaxation vers le champ de tourbillon potentiel calculé à partir des données de l'ECMWF est réalisée avec une constante de temps typiquement de 10 jours toutes les 6 heures. Afin de conserver la structure filamentaire du

champ de tourbillon potentiel, cette relaxation n'est appliquée que pour des structures d'échelle spatiale supérieure à 300 km et permet ainsi de faire tourner le modèle en continu sur plusieurs mois.

3.2. Module de microphysique :

D'après Zahn et al. [2006], le temps de vie chimique de la vapeur d'eau est supérieur à 30 ans en dessous de 25 km. Cette stabilité photochimique permet ainsi d'utiliser la vapeur d'eau comme traceur des mouvements des masses d'air en basse stratosphère au même titre que le tourbillon potentiel. Cependant l'eau dans l'atmosphère peut coexister sous trois phases en fonction de la température et de la pression, il est donc nécessaire d'introduire un modèle simple de microphysique au cœur du programme MIMOSA pour prendre en compte cet aspect. Dans un premier temps, nous décrirons ce qui se passe réellement dans l'atmosphère lors de la formation des nuages afin de mieux cerner les paramètres importants à prendre en compte dans le modèle de microphysique puis nous décrirons dans un deuxième temps la modélisation des changements de phase adoptée puis la prise en compte de la vitesse de sédimentation.

3.2.1. Formation des nuages dans l'atmosphère :

Dans l'atmosphère, l'eau peut être présente sous trois phases : gazeuse, liquide ou solide ensemble ou non selon la température et la pression. Au-dessus de 0°C, au-delà d'une certaine quantité de vapeur d'eau, on atteint la saturation c'est-à-dire la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir une masse d'air à la température T et à la pression P . Une partie de la vapeur d'eau commence alors à se condenser en eau liquide. Les nuages d'eau liquide sont en général à une altitude inférieure à 5000 m et regroupent les nuages bas (stratus, cumulus ... inférieurs à 2000 m d'altitude) et les nuages intermédiaires (altostratus, altocumulus entre 2000 et 5000 m d'altitude). Il est possible de connaître à partir de formules déterminées à l'aide de mesures effectuées en laboratoire, la pression de vapeur d'eau au-delà de laquelle la saturation est atteinte. On appelle cette pression la pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide. En dessous de 0°C, comme on peut le voir sur la figure 3.1, la pression de vapeur saturante par rapport à la glace est inférieure à la pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide. En théorie, on devrait alors avoir condensation solide de la vapeur d'eau en excès par rapport à la saturation et formation de cristaux de glace dès dépassement de la pression de vapeur saturante par rapport à la glace. Seulement en pratique, comme les formules donnant la pression de vapeur

saturante sont déterminées par rapport à une surface plane d'eau liquide ou de glace et qu'en atmosphère la condensation se fait autour de noyaux de condensation plutôt sphériques, il faut atteindre un certain seuil de sursaturation pour pouvoir observer la formation de glace. Typiquement, il faut atteindre des températures inférieures à -10°C pour pouvoir voir apparaître les premiers cristaux de glace. Par ailleurs, en haute troposphère, il n'est pas rare de manquer de noyaux de condensation servant de support de condensation et ainsi d'observer la présence d'eau liquide surfondue jusqu'à des températures pouvant atteindre -40°C (Heymsfield et Miloshevich, 1993). Ces zones peuvent facilement être repérées dans l'atmosphère au niveau des couloirs aériens. En effet, les avions peuvent traverser une zone sursaturée par rapport à la glace mais sans nuage du fait du manque de noyaux de condensation empêchant la formation des cristaux de glace. Les émissions (vapeur d'eau, sulfates, suies) résultant de la combustion du kérosène de l'avion vont alors servir de noyaux de condensation et causer l'apparition de trainées de condensation dans leur sillage facilitée également par l'apport de vapeur d'eau. Au-delà de $-40/-50^{\circ}\text{C}$, la présence de noyaux de condensation n'est plus indispensable à la formation des cristaux de glace et ces derniers se forment rapidement par condensation homogène de l'eau surfondue résiduelle ou de la vapeur d'eau directement. Ces cristaux de glace composent la partie supérieure des cumulonimbus ou les cirrus. Quelque soit le mode de condensation (homogène ou hétérogène), les cristaux de glace grossissent ensuite par coalescence notamment. Lorsqu'ils atteignent une taille suffisante, ils sédimentent à une vitesse dépendant surtout de leur taille, de leur poids et de leur forme (colonnes, plaquettes ...) (Bohm, 1992 ; Heymsfield et al., 2000).

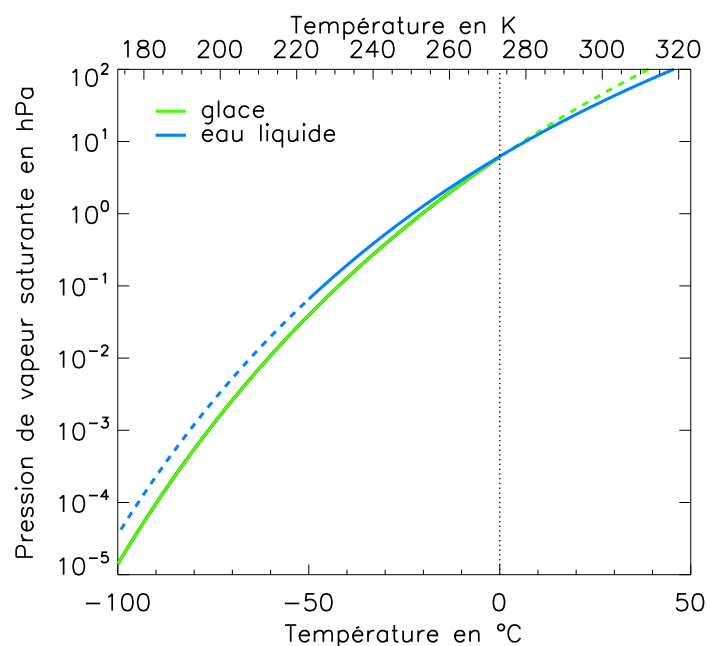


Figure 3.1 : Evolution de la pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide en bleu et à la glace en vert en fonction de la température selon les formules de Goff Gratch. Les parties en pointillé symbolisent l'extrapolation des formules en dehors de leurs domaines de validité en température.

3.2.2. Modélisation des changements de phase de l'eau – Etape 1 :

D'après ce qui vient d'être décrit, deux paramètres jouent un rôle prépondérant dans la formation des nuages : la température et la pression qui conditionnent la présence d'eau liquide ou de glace. A cela s'ajoute un seuil de sursaturation nécessaire à la formation des nuages de glace dépendant notamment de la température et du contenu en aérosols dans l'atmosphère. Afin de représenter au mieux ce qui se passe dans l'atmosphère, deux cas sont alors différenciés dans le modèle MIMOSA et résumés sur la figure 3.2. Ainsi, toutes les 6 heures, après chaque remaillage, on regarde pour chaque point de grille la température T et la pression P issues d'ECMWF et interpolées sur la grille MIMOSA :

* Si la température T est supérieure à 273,15 K (0°C), on calcule la pression de vapeur saturante e_w au-dessus de l'eau liquide suivant la formule de Goff Gratch (Smithsonian Tables 1984) :

$$e_w = 10^{-7,90298\left(\frac{373,16}{T}-1\right)+5,02808\cdot\log\left(\frac{373,16}{T}\right)-1,3816\cdot 10^{-7}\left(10^{\frac{11,344\left(1-\frac{T}{373,16}\right)}{-1}}+8,1328\cdot 10^{-3}\left(10^{-3,49149\left(\frac{373,16}{T}-1\right)}-1\right)+\log(1013,246)\right)} \quad \text{en hPa}$$

avec T en K.

On calcule également la quantité de vapeur d'eau à saturation qui est la quantité maximale de vapeur d'eau que peut contenir une particule d'air à la température T et à la pression

P théoriquement : $vap_{sat} = \frac{e_w}{P} \cdot 10^6$ en ppmv, avec P et e_w en hPa.

Ensuite, on compare la pression de vapeur d'eau $P_{vap} = vap \cdot P \cdot 10^{-6}$ à la pression de vapeur saturante calculée e_w . Si la pression de vapeur d'eau (P_{vap}) est inférieure à la pression de vapeur saturante (e_w), il y a sublimation de la glace et l'eau liquide s'évapore tant que la quantité de vapeur d'eau reste inférieure à la quantité limite de vapeur d'eau à saturation. Par contre si la pression de vapeur d'eau (P_{vap}) est supérieure à la pression de vapeur saturante (e_w), il y a toujours sublimation de la glace mais la vapeur d'eau se condense en eau liquide, diminuant ainsi jusqu'à atteindre la vapeur d'eau à saturation.

Dans notre zone d'étude, c'est-à-dire en haute troposphère et basse stratosphère, les températures rencontrées dans l'atmosphère sont toujours inférieures à 273,15 K et on ne se retrouve donc jamais dans ce cas de figure. Cependant, le champ d'eau liquide a été incorporé pour les études qui pourraient se dérouler en moyenne troposphère. Dans cette partie de l'atmosphère où la microphysique est un peu plus complexe, il faudrait alors améliorer ce modèle trop simpliste.

* Inversement, si la température T est inférieure à 273,15 K, on calcule la pression de vapeur saturante e_i au-dessus de la glace suivant la formule de Goff Gratch (Smithsonian Tables 1984) :

$$e_i = 10^{-9,09718\left(\frac{273,16}{T}-1\right)-3,56654\log\left(\frac{273,16}{T}\right)+0,876793\left(1-\frac{T}{273,16}\right)+\log(6,1071)} \text{ en hPa avec } T \text{ en K.}$$

Comme on vient de le voir précédemment, dans l'atmosphère, il faut fréquemment atteindre une certaine sursaturation pour voir la vapeur d'eau ou l'eau liquide surfondue se condenser en glace. La sursaturation est calculée à partir de l'humidité relative de la particule d'air :

$$RH_i = \frac{P_{vap}}{e_i} \times 100 = \frac{vap.P.10^{-6}}{e_i} \times 100 \text{ avec } RH_i \text{ en } \%, P_{vap} \text{ et } e_i \text{ en hPa.}$$

Lorsque celle-ci vaut 100 %, on est à saturation et pour des valeurs supérieures à 100 %, il y a sursaturation. On observe fréquemment dans la haute troposphère des sursaturations (Gierens et al., 2000 ; Ovarlez et al., 2002 ; Jensen et al., 2005a) pouvant atteindre exceptionnellement 100 % ($RH_i \sim 200 \%$) (Jensen et al., 2005b). Dans le modèle développé, il est possible de fournir un seuil de sursaturation RH_{seuil} défini en entrée du modèle qui impose la sursaturation minimale nécessaire à la condensation de la vapeur d'eau ou de l'eau liquide surfondue en glace. Trois cas de figure peuvent alors se présenter en chaque point de grille :

- i. Soit l'humidité relative (RH_i) est supérieure au seuil de saturation (RH_{seuil}) et on a alors condensation d'une partie de la vapeur d'eau en glace avec une constante de temps τ_c de 0,3 jour (Gettelman et al., 2002b) tant que le seuil de sursaturation fixé n'est pas atteint. Le modèle est également conçu pour qu'en présence d'eau liquide, celle-ci se condense augmentant ainsi la quantité de glace présente.
- ii. Soit l'humidité relative (RH_i) est supérieure à 100 % mais inférieure à la valeur seuil fixée (RH_{seuil}) et on considère alors que l'air n'est pas assez sursaturé pour que sa vapeur d'eau condense. En revanche, pour l'eau liquide, deux cas peuvent se présenter. Si la pression de vapeur d'eau (P_{vap}) est supérieure à la pression de vapeur saturante (e_w), la vapeur d'eau se condense en eau liquide à la constante τ_c jusqu'à atteindre la saturation par rapport à l'eau liquide. Si par contre la pression de vapeur d'eau (P_{vap}) est inférieure à la pression de vapeur saturante (e_w), l'eau liquide s'évapore à la constante de temps τ_e de 1 jour (Gettelman et al., 2002b) jusqu'à atteindre la saturation par rapport à l'eau liquide.

- iii. Soit l'humidité relative (RH_i) est inférieure à 100 % et l'eau liquide s'évapore à la constante de temps τ_e de même que la glace tant que la quantité de vapeur d'eau reste inférieure à la quantité limite de vapeur saturante par rapport à la glace.

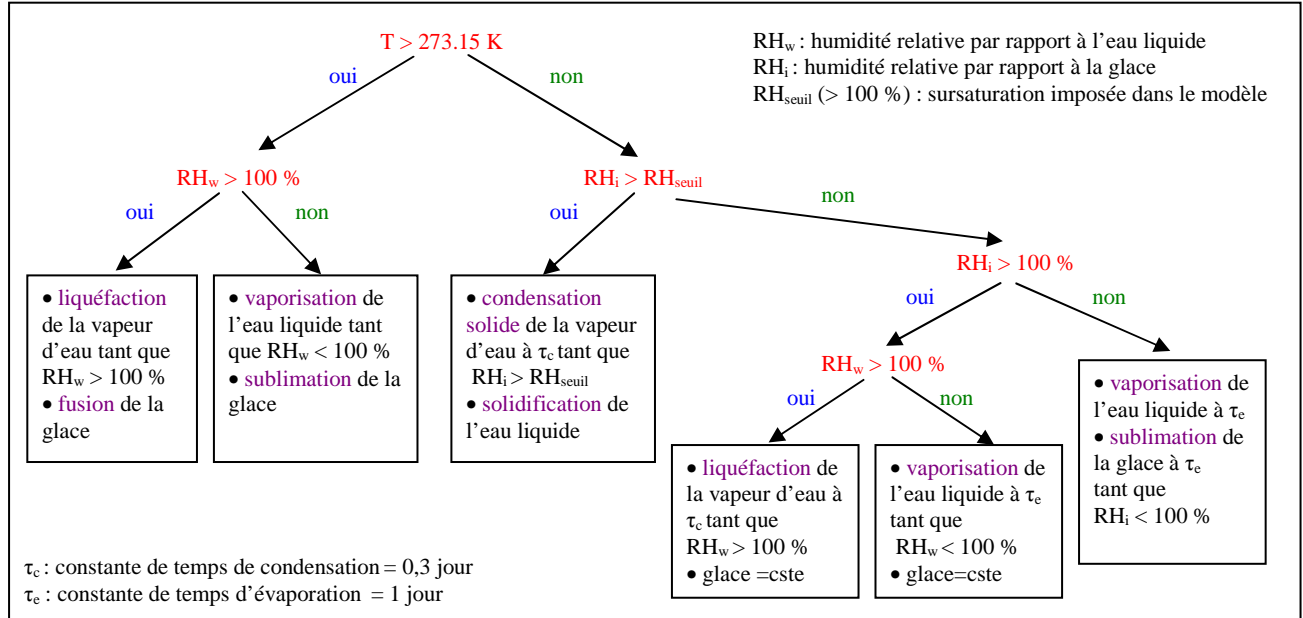


Figure 3.2 : Schéma microphysique de l'eau implanté dans le modèle MIMOSA.

3.2.3. Sédimentation des particules de glace – Etape 2 :

Afin de compléter ce module de microphysique, une vitesse de sédimentation pour les particules de glace est ajoutée. Cependant n'ayant pas accès à la taille, à la forme et au poids des particules formées, une vitesse moyenne de sédimentation est sélectionnée. Cette vitesse est celle utilisée par Holton et Gettelman [2001] pour simuler le transport horizontal de vapeur d'eau dans la TTL et la déshydratation de la stratosphère au-dessus du Pacifique ouest avec un modèle deux dimensions (altitude-longitude). Cette vitesse V_s de 4 mm/s correspond à des particules de glace d'environ 5 μm de rayon. (Boehm et al., 1999).

Afin d'implanter la sédimentation des particules de glace dans le modèle MIMOSA, celui-ci est adapté pour travailler en même temps sur plusieurs niveaux isentropes espacés verticalement de 1 à 5 kelvins selon l'altitude. Toutes les 6 heures, après l'étape 1, on calcule en premier lieu l'épaisseur d'atmosphère que représente chaque niveau isentrope en chaque point de grille MIMOSA. Pour ce faire, à l'aide du géopotentiel G disponible dans les analyses de l'ECMWF (fourni de manière identique au vent et à la température toutes les 6H sur les 17 niveaux de

pression à 0,5°, 1,125° ou 2,5° de résolution), l'altitude géopotentielle $z = \frac{G}{9,80667}$ de chaque niveau isentrope en chaque point de grille MIMOSA est calculée par interpolation. La différence entre l'altitude réelle (géométrique) et l'altitude géopotentielle est inférieure à 30 m dans la zone d'altitude étudiée et est donc considérée comme négligeable. Ensuite pour chaque niveau isentrope i , l'épaisseur d'atmosphère H_i qu'il représente est calculée en fonction de l'altitude de ce niveau isentrope z_i et des altitudes z_{i+1} et z_{i-1} des niveaux isentropes respectivement juste au-dessus et en dessous de la façon suivante :

$$H_i = \frac{1}{2}(z_{i+1} + z_i) - \frac{1}{2}(z_i + z_{i-1}) \text{ pour } 2 \leq i \leq n-1$$

Exception est faite pour le premier (1) et le dernier (n) niveau isentrope où l'épaisseur d'atmosphère est calculée de la manière suivante :

$$H_1 = (z_2 - z_1) \text{ et } H_n = (z_n - z_{n-1})$$

On suppose ensuite que le contenu en glace sur chaque niveau isentrope i est représentatif du contenu en glace dans toute la couche d'épaisseur H_i (répartition homogène). Puis à chaque niveau isentrope i , en partant de celui d'altitude la plus élevée, on supprime une fraction F_i de la glace contenue à ce niveau que l'on redistribue sur le ou les niveaux isentropes inférieurs en fonction de leurs épaisseurs.

$$F_i = \min\left(\frac{V_s \times \Delta t}{H_i}, 1.\right) \text{ avec } \Delta t \text{ le pas de temps (6 heures)}$$

Une fois la sédimentation effectuée à chaque niveau isentrope, l'étape 1 est renouvelée afin éventuellement d'évaporer la glace sédimentée en fonction de la température, de la pression et donc de la saturation de l'air.

Pour des raisons informatiques (manque de mémoire vive disponible), la sédimentation ne peut être appliquée que sur des simulations hémisphériques.

3.3. Conclusion :

Le modèle microphysique simple développé dans ce chapitre et introduit dans le modèle MIMOSA permet de considérer la coexistence dans l'atmosphère des trois phases de l'eau et les interactions possibles entre ces trois « réservoirs » en fonction de la température et de la pression. La sursaturation souvent nécessaire à la formation des nuages peut également être prise en compte dans le modèle mais uniquement à l'aide d'un seuil fixé pour chaque simulation vu que le contenu en aérosols ne peut être disponible afin de faire une paramétrisation plus réaliste. Enfin,

la sédimentation des particules de glace à une vitesse fixe est également prise en compte dans le modèle. Reste maintenant à initialiser le champ de vapeur d'eau dans le modèle ce qui sera décrit au chapitre suivant.

Chapitre 4

Initialisation de la vapeur d'eau dans le modèle MIMOSA et interprétation des structures de vapeur d'eau des données μ SDLA

4.1. Initialisation à partir d'une climatologie :	80
4.1.1. Description de la climatologie :	80
4.1.2. Simulation du vol SF-4 de la campagne HIBISCUS :	83
4.2. Initialisation à partir des valeurs du tourbillon potentiel :	85
4.2.1. Relation entre tourbillon potentiel MIMOSA et vapeur d'eau AIRS :	85
a) Description générale de la méthode :	85
b) Application aux cas de la campagne HIBISCUS :	87
4.2.2. Utilisation du concept de latitude équivalente :	91
4.2.3. Comparaison des initialisations pour le vol SF-4 de la campagne HIBISCUS :	92
4.2.4. Conclusion sur le choix de l'initialisation :	97
4.3. Analyse des vols de la campagne HIBISCUS à l'aide du modèle MIMOSA :	98
4.3.1. Analyse de l'intrusion d'air sec vers 9 km lors du vol SF-4 :	98
4.3.2. Analyse de l'intrusion d'air sec vers 6,6 km lors du vol SF-2 :	108
4.3.3. Diminution du rapport de mélange en vapeur d'eau vers 17,5 km lors du vol SF-2 : ...	111
4.4. Conclusion :	115

Le modèle MIMOSA couplé avec le modèle microphysique simple décrit au chapitre précédent permet de créer un champ de vapeur d'eau avec une bonne résolution horizontale et de générer des nuages d'eau liquide mais surtout de particules de glace pouvant sédimenter. La principale difficulté réside dans l'initialisation de la vapeur d'eau dans le modèle du fait des forts gradients existants entre la troposphère et la stratosphère, des structures filamentaires fines pouvant exister et des différences non expliquées entre les différents instruments mesurant la vapeur d'eau. Il est en effet, à l'heure actuelle, impossible de savoir à partir des instruments satellitaires notamment le contenu exact en vapeur d'eau de la basse stratosphère à un endroit donné et à un instant donné à moins de 1 ppmv près. Ce chapitre présente ainsi différents types d'initialisations réalisées et évaluées à l'aide des données vapeur d'eau recueillies par l'instrument sous ballon μ SDLA lors des vols SF-2 et SF-4 de la campagne HIBISCUS à Bauru au Brésil. Le lidar MULID (Di Donfrancesco et al., 2006 ; Fierli et al., 2007) était également embarqué à bord de ces ballons afin de détecter la présence de couches d'aérosols et de nuages. Les profils ainsi obtenus par le lidar permettent d'évaluer également les profils de contenu en glace issus de MIMOSA. Le modèle une fois testé est ensuite utilisé afin de mieux comprendre l'origine des structures de vapeur d'eau observées par μ SDLA.

4.1. Initialisation à partir d'une climatologie :

4.1.1. Description de la climatologie :

La première idée est de créer une climatologie de la vapeur d'eau qui sera fournie en entrée du modèle MIMOSA. Cette climatologie est réalisée avec les données HALOE V19 du 11 octobre 1991 au 26 mars 2004, les données MLS V104 du 19 septembre 1991 au 22 avril 1993 et les données ECMWF ERA-40 (obtenues à partir du modèle IFS cycle 23r4 à la résolution T159L60) du 1^{er} janvier 1991 au 31 août 2002. Les détails de la construction de cette climatologie sont donnés dans l'annexe 2. Cette climatologie fournit un champ zonal mensuel de vapeur d'eau en ppmv à une résolution horizontale de $1,125^\circ$ en latitude et sur 17 niveaux de pression (identiques à ceux des analyses ECMWF décrits au chapitre 3). Les résultats de la climatologie sont représentés à la figure 4.1 pour les pressions comprises entre 500 et 20 hPa. Cette figure représente l'évolution mensuelle de la vapeur d'eau avec la latitude et la pression.

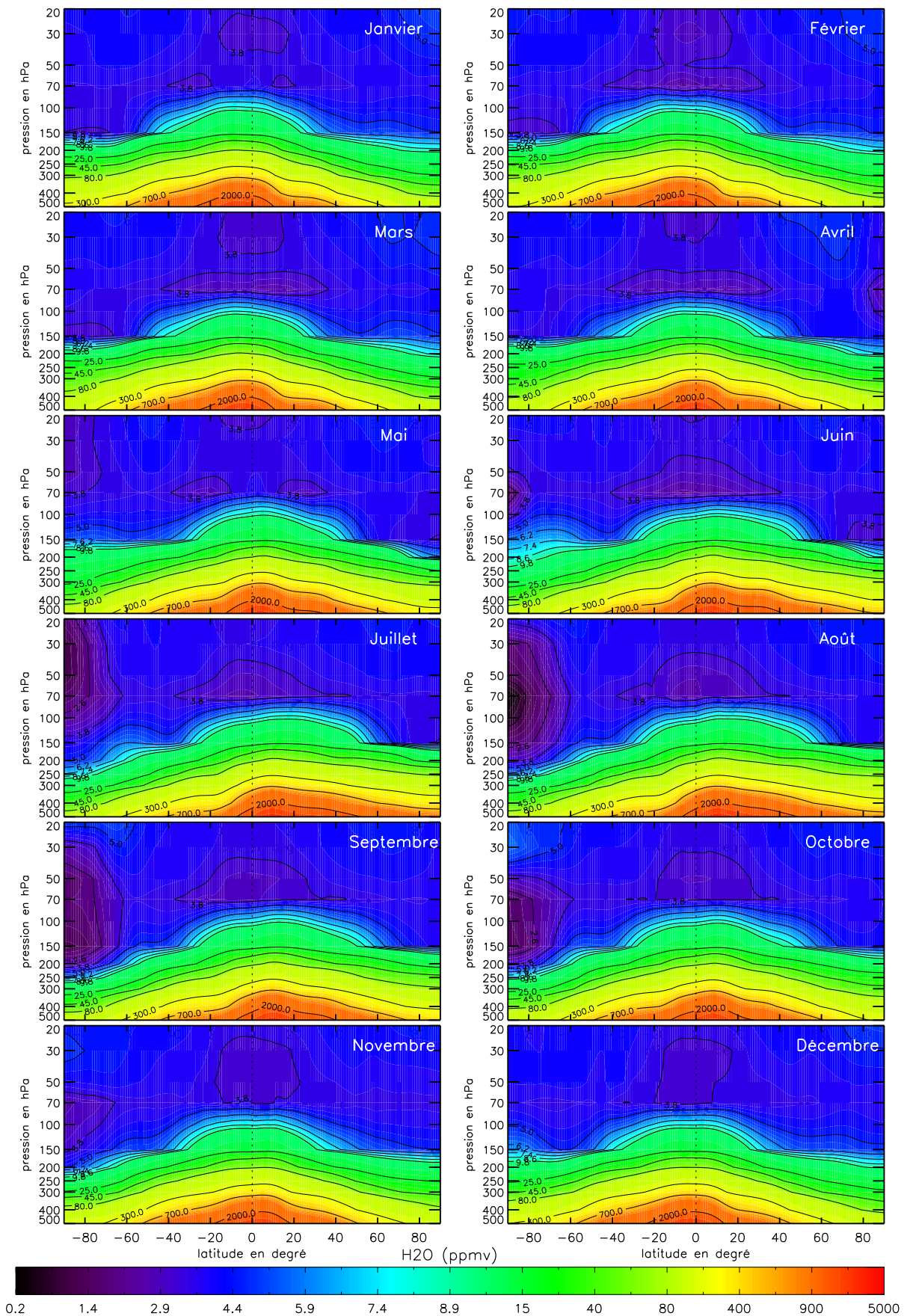


Figure 4.1 : Distribution de la vapeur d'eau en fonction de la latitude et de la pression pour chaque mois à partir des données MLS et HALOE pour les pressions inférieures à 100 hPa et des données ERA-40 pour les pressions supérieures à 100 hPa. Attention à l'échelle de la barre de couleurs qui n'est pas linéaire.

Sur cette climatologie, on retrouve la plupart des caractéristiques connues et décrites dans Kley et al. [2000] à savoir :

- L'hémisphère nord est plus humide en moyenne que l'hémisphère sud (Rosenlof et al., 1997). Ce résultat est également visible sur la figure 4.2 représentant l'évolution temporelle de la vapeur d'eau avec la pression aux moyennes latitudes obtenue à partir de la climatologie pour des pressions comprises entre 500 et 50 hPa.
- Les rapports de mélange en vapeur d'eau sont plus élevés vers 30°N l'été boréal que vers 30°S l'été austral dans la troposphère du fait des épisodes convectifs associés aux moussons d'Inde, d'Amérique central et d'Afrique du nord de fortes intensités. Cependant l'inconvénient d'une telle climatologie est la non prise en compte des variations en longitude très importantes en troposphère selon les saisons (exemple : les moussons).
- A la tropopause tropicale, on observe autour de février un minimum en vapeur d'eau du fait de la combinaison des processus suivants : circulation de grande échelle, processus radiatifs et convectifs.
- Il y a plus de vapeur d'eau dans le « middle world », c'est-à-dire la basse stratosphère des moyennes latitudes que dans la basse stratosphère des tropiques du fait du transport quasi-isentrope possible de la haute troposphère tropicale vers le « middle world » à travers la tropopause extratropicale plus chaude que la tropopause tropicale.
- Dans la basse stratosphère, aux moyennes latitudes, on note une variation saisonnière visible surtout sur la figure 4.2 avec un maximum de vapeur d'eau en été vers 100-150 hPa.
- Au-dessus de l'Antarctique, on observe une forte déshydratation dans le vortex polaire essentiellement de juin à octobre entre 200 et 30 hPa (12-22 km) et qui peut s'étendre jusqu'à 60°S. Cette déshydratation est due à la présence de températures très faibles à l'intérieur du vortex conduisant à la formation de nuages stratosphériques polaires qui sédimentent.

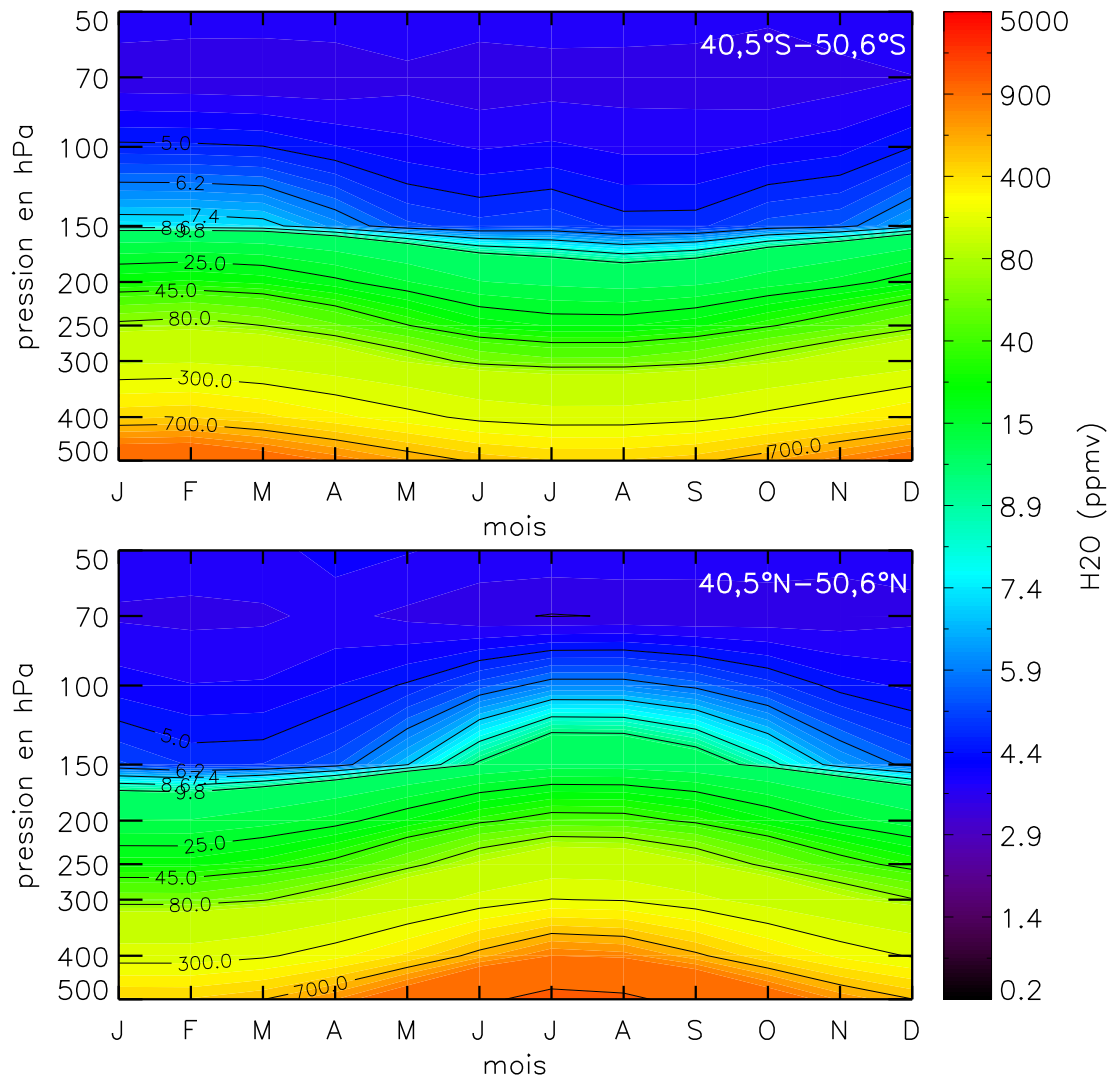


Figure 4.2 : Evolution temporelle de la vapeur d'eau avec la pression aux moyennes latitudes à partir des données MLS et HALOE pour les pressions inférieures à 100 hPa et des données ERA-40 pour les pressions supérieures à 100 hPa. Attention à l'échelle de la barre de couleurs qui n'est pas linéaire.

4.1.2. Simulation du vol SF-4 de la campagne HIBISCUS :

Pour tester l'initialisation à partir de la climatologie réalisée, on utilise les données de vapeur d'eau du spectromètre à diode laser μ SDLA du vol SF-4 de la campagne HIBISCUS. Le vol SF-4 ayant eu lieu dans la nuit du 24 au 25 février 2004, la simulation est initialisée le 20 février 2004 à 0H UTC soit 5 jours avant les mesures. D'après Marécal et al. [2007], μ SDLA a traversé deux zones sursaturées à 120-130 % d'humidité relative par rapport à la glace, la première entre 3,5 et 8 km d'altitude et la seconde entre 10 et 14,8 km d'altitude avec des sursaturations pouvant atteindre exceptionnellement 190 % vers 10-11 km d'altitude. Entre ces deux zones, μ SDLA a traversé une zone très sèche avec moins de 10 % d'humidité relative par rapport à la glace. Dans MIMOSA, le seuil de sursaturation moyen a alors été fixé à 130 % (RH_{seuil}). La figure 4.3a représente les profils MIMOSA de vapeur d'eau obtenus le 25 février 2004 à 0H et à 6H UTC

ainsi que le profil acquis par l'instrument μ SDLA et le profil de rapport de mélange à saturation par rapport à la glace déterminé à l'aide des données du capteur de pression (Paroscientific Inc. baratron gauge de précision de l'ordre de 0,01 hPa) et de 3 thermistances (VIZ Manufacturing Company de précision inférieure à 1°C) à bord de μ SDLA. A 18,5 km d'altitude, l'instrument μ SDLA était à 22,60°S et 49,27°W, se déplaçant globalement vers le sud-est au court de sa descente pour se situer à 5 km d'altitude vers 23,40°S et 48,48°W. Les profils MIMOSA sélectionnés sont alors ceux du point de grille 23,33°S et 48,67°W. La figure 4.3b représente l'écart relatif entre chaque profil MIMOSA et le profil μ SDLA dégradé à la résolution des profils MIMOSA (en traits fins sur la figure 4.3a).

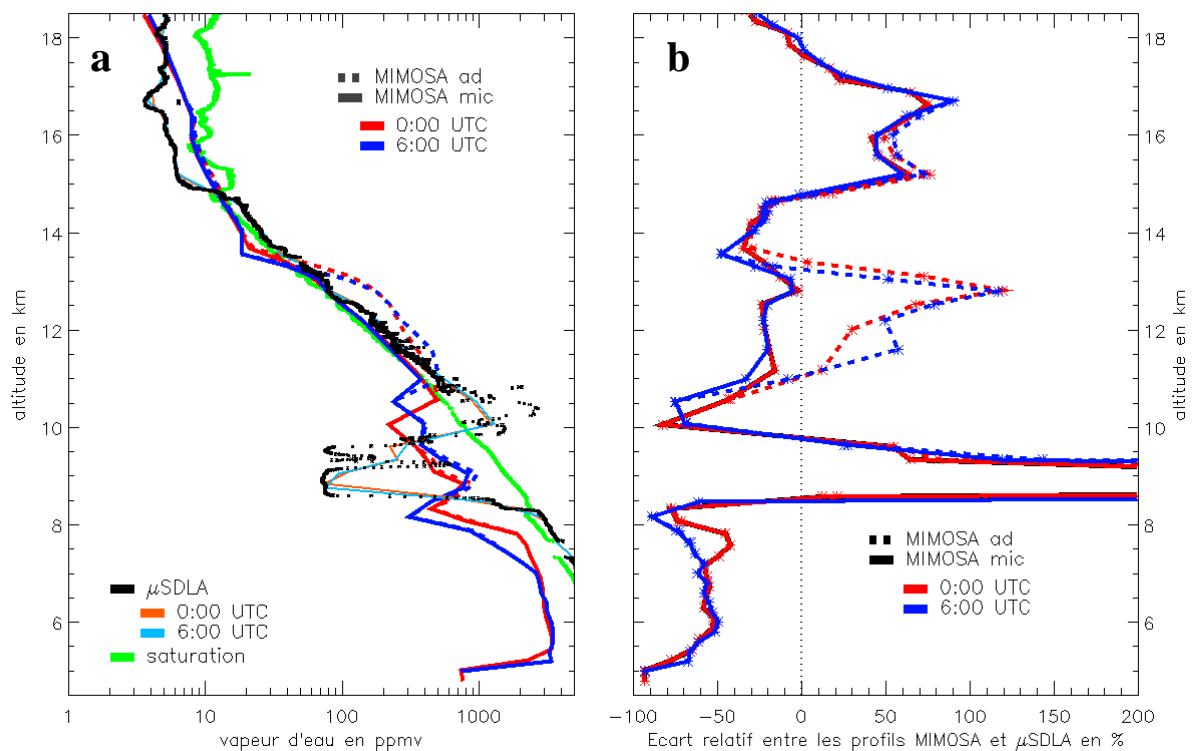


Figure 4.3 : (a) Comparaison du profil de vapeur d'eau μ SDLA (en noir) et des profils simulés avec MIMOSA pour le vol SF-4. Le profil du rapport de mélange à saturation par rapport à la glace a été ajouté (en vert) (b) Ecart relatif entre les profils MIMOSA et le profil μ SDLA. En traits pointillés, vapeur d'eau uniquement advectée comme traceur passif dans le modèle. En traits pleins, vapeur d'eau advectée avec schéma de condensation/évaporation en absence de sédimentation. Profils obtenus le 25 février 2004 à 0H UTC en rouge et à 6H UTC en bleu. Le profil μ SDLA a été dégradé à la résolution des profils MIMOSA en traits fins orange (0H UTC) et bleu clair (6H UTC).

En moyenne troposphère, entre 5 et 8 km d'altitude, MIMOSA indique globalement 60 % de moins de vapeur d'eau que μ SDLA. Entre 8,5 et 9,7 km d'altitude, μ SDLA sonde une langue d'air sèche provenant de la haute troposphère des moyennes latitudes de l'hémisphère nord (cf. paragraphe 4.3.1.) avec des rapports de mélange pouvant descendre jusqu'à 71 ppmv. Cette langue d'air sec est mal simulée avec MIMOSA : son extension verticale est plus importante,

entre 8 et 10,5 km d'altitude et son assèchement n'excède pas 210 ppmv. Au-delà, en haute troposphère, entre 11 et 14,8 km d'altitude, MIMOSA, 20-25 % plus sec que μ SDLA est en relativement bon accord avec ce dernier. Au-dessus de 14,8 km d'altitude, MIMOSA indique des rapports de mélange en vapeur d'eau proches de la saturation et de moitié supérieurs à ceux mesurés par μ SDLA jusqu'à 16,5 km d'altitude. Au-dessus, la différence entre les profils simulés et celui de μ SDLA se poursuit mais cependant, la diminution de rapport de mélange en vapeur d'eau mesurée par μ SDLA entre 16,5 km et 17 km d'altitude ne peut pas être reproduite par MIMOSA. En effet, d'après Durry et al. [2006], cette diminution résulte d'un fort évènement convectif ayant eu lieu 60 à 80 heures avant le vol suivi d'une lente ascension des particules jusqu'à l'heure du vol. La convection a eu pour effet de refroidir la masse d'air condensant ainsi une partie de la vapeur d'eau présente qui a ensuite sédimenté lors de la lente ascension.

Pour conclure, ce type d'initialisation ne permet pas de reproduire la langue d'air sec vue par μ SDLA vers 9 km d'altitude et la zone sèche autour de la tropopause (~15-16 km d'altitude). Cela vient du fait que l'origine de la masse d'air n'est pas prise en compte lors de l'initialisation de son contenu en eau dans le modèle. Seules la pression et la latitude influent sur la quantité de vapeur d'eau présente initialement dans le modèle. Pour améliorer l'initialisation dans le modèle, il faudrait donc mieux tenir compte de la latitude d'origine de la masse d'air plutôt que de la latitude où celle-ci se trouve. Deux méthodes utilisant les valeurs du tourbillon potentiel ont donc été testées pour tenter de corriger ce problème.

4.2. Initialisation à partir des valeurs du tourbillon potentiel :

4.2.1. Relation entre tourbillon potentiel MIMOSA et vapeur d'eau AIRS :

a) Description générale de la méthode :

Le tourbillon potentiel varie globalement en fonction de l'altitude et de la latitude (figure 1.2). Ainsi une masse d'air stratosphérique (tourbillon potentiel supérieur à 2 pvu environ) aura un tourbillon potentiel plus élevé qu'une masse d'air troposphérique (tourbillon potentiel inférieur à 2 pvu environ). En haute troposphère, sur une même surface isentrope, une masse originaire des moyennes latitudes ou des pôles aura également un tourbillon potentiel plus élevé qu'une masse d'air originaire des tropiques. Le tourbillon potentiel semble donc être un bon indicateur de l'origine d'une masse d'air. La figure 4.4a représente le champ de tourbillon potentiel moyenné sur la couche de pression 200-250 hPa issu du modèle MIMOSA le 14 février 2004 à 0H UTC.

Pour ce faire, une simulation a été réalisée sur 10 jours pour les niveaux isentropes compris entre 320 et 430 K (tous les 1 K de 320 à 350 K, tous les 2 K de 350 à 360 K et tous les 5 K de 360 à 430 K). A l'aide du champ de pression ECMWF interpolé à la résolution de la grille MIMOSA, on a calculé la moyenne de toutes les valeurs de tourbillon potentiel dont l'altitude était comprise entre 200 et 250 hPa en chaque point de la grille horizontale MIMOSA. La figure 4.4b représente les rapports de mélange moyens en vapeur d'eau issus de l'instrument AIRS (version 5) acquis entre le 13 février 2004 18H et le 14 février 2004 6H UTC dans la couche de pression 200-250 hPa. Les zones en blanc indiquent l'absence de données ou la mauvaise qualité des données AIRS. La résolution horizontale de AIRS, de 45 km, est comparable à celle de MIMOSA avec une grille à 3 points par degré (~ 37 km). Sur les deux figures, on remarque dans l'ensemble les mêmes structures dynamiques. Les trois zones à fortes valeurs de tourbillon potentiel en valeur absolue vues par MIMOSA autour de 45°S (supérieures à 7 pvu) correspondent à des zones de faibles rapports de mélange en vapeur d'eau selon AIRS (inférieurs à 15 ppmv). Inversement, au-dessus de l'Afrique de l'ouest et de la majorité du Brésil, les valeurs de tourbillon potentiel sont faibles en valeur absolue (inférieures à 1 pvu) alors que les rapports de mélange en vapeur d'eau sont élevés (supérieurs à 100 ppmv). L'idée est alors d'initialiser la vapeur d'eau du modèle MIMOSA en fonction des valeurs de tourbillon potentiel présentes en chaque point de grille. Pour cela, un ensemble de points ayant pour abscisse le tourbillon potentiel moyen déduit de MIMOSA et pour ordonnée le rapport de mélange moyen de vapeur d'eau issu de AIRS sont tracés sur un graphe. Deux exemples de ce type de graphe sont visibles à la figure 4.5 pour deux bandes de latitudes différentes. Ces graphes sont réalisés avec différentes couches de pression AIRS. En général, pour avoir un nombre de points suffisant, on utilise deux jours de données entiers et toutes les longitudes. Dans le pire des cas, trois heures et un sixième de degré peuvent séparer un rapport de mélange en vapeur d'eau AIRS mis en relation avec une valeur de tourbillon potentiel MIMOSA. Une fois le nuage de points tracé, une loi reliant les deux paramètres est déterminée, qui connaissant la valeur du tourbillon potentiel en chaque point de la grille MIMOSA à l'instant initial, permettra de déduire le rapport de mélange en vapeur d'eau de ce point. La loi déduite va ainsi varier pour chaque cas d'étude selon la date.

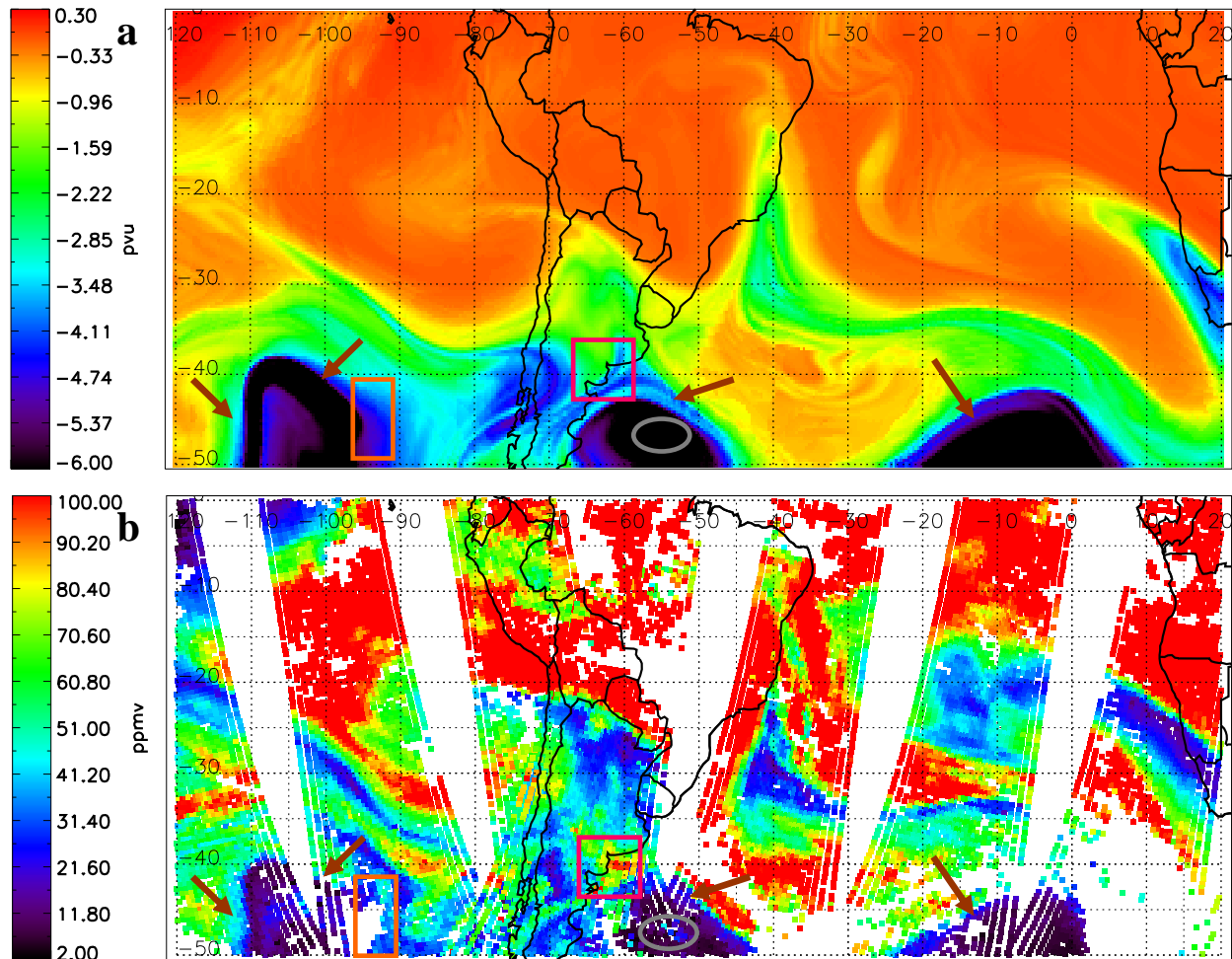


Figure 4.4 : (a) Tourbillon potentiel moyen simulé avec MIMOSA le 14 février 2004 à 0H et (b) rapport de mélange en vapeur d'eau moyen observé par AIRS (v5) entre le 13 février 2004 18H et le 14 février 2004 6H au sein de la couche de pression 200-250 hPa. (a) Les zones en noir représentent des valeurs de tourbillon potentiel comprises entre -6 et -8,56 pvu et (b) les zones en blanc représentent des absences de données ou des données dites de mauvaise qualité.

b) Application aux cas de la campagne HIBISCUS :

Le vol SF-2 de la campagne HIBISCUS ayant eu lieu dans la nuit du 13 au 14 février 2004 autour de 22°S, les données vapeur d'eau AIRS sélectionnées sont celles couvrant ces deux jours, toutes les longitudes, les 10 couches de pression AIRS allant de 850 à 70 hPa et deux bandes de latitudes : 30°-50°S d'une part et 0°-20°S d'autre part. Seules les données dont le critère de qualité est dit excellent sont conservées. Les données température de l'air correspondantes fournies par AIRS à chaque limite de couche de pression sont également récupérées afin de calculer l'épaisseur de chaque couche de pression en température potentielle. En parallèle, une simulation MIMOSA du champ de tourbillon potentiel à 3 points par degré est réalisée entre le 4 février 0H et le 15 février 0H. Pour chaque rapport de mélange en vapeur d'eau AIRS retenu, la date et le point de grille MIMOSA les plus proches sont recherchés et la moyenne des valeurs de

tourbillon potentiel issues des niveaux isentropes inclus dans l'épaisseur de la couche AIRS sélectionnée est calculée. Un exemple de couple formé est donné dans le tableau 4.1 et l'ensemble des couples ainsi obtenus est représenté à la figure 4.5 sous forme d'un nuage de points pour les deux bandes de latitude sélectionnées. A l'aide de ces points, 150 intervalles réguliers de 0,1 pvu de largeur sont créés couvrant les tourbillons potentiels compris entre 0 et -15 pvu puis les rapports de mélange moyen et médian de vapeur d'eau sont calculés sur chaque intervalle respectivement en rose et en violet sur la figure 4.5 pour toutes les latitudes entre 5°N et 70°S en pointillé et pour les deux bandes de latitude en trait plein. L'écart entre la moyenne et la médiane nous indique que la distribution des points n'est pas gaussienne. Pour les moyennes latitudes (figure 4.5a), une forte dispersion des rapports de mélange en vapeur d'eau est visible pour les valeurs de tourbillon potentiel entre -3 et -8 pvu. Notamment, la présence de points à forts rapports de mélange en vapeur d'eau a tendance à déplacer la moyenne et la médiane vers les forts rapports de mélange en vapeur d'eau dans cette gamme de tourbillon potentiel. Afin de vérifier la provenance des ces points, ceux acquis entre le 13 février 2004 à 21H et le 14 février 2004 à 3H et ayant un rapport de mélange en vapeur d'eau supérieur à 10 ppmv pour des tourbillons potentiels entre -6 et -8 pvu (figure 4.6a) ou supérieur à 25 ppmv pour des tourbillons potentiels entre -4 et -6 pvu (figure 4.6b) ou enfin supérieur à 50 ppmv pour des tourbillons potentiels entre -3 et -4 pvu (figure 4.6c) sont tracés sur un planisphère à la figure 4.6. En comparant la localisation de ces points aux cartes de la figure 4.4, on remarque que l'existence de ces points peut avoir deux explications. Ils peuvent être dus à une mauvaise coïncidence temporelle (écart maximum de 3 heures) impliquant une mauvaise corrélation tourbillon potentiel / vapeur d'eau surtout dans les zones de fort gradient en tourbillon potentiel et vapeur d'eau (comme par exemple au niveau des flèches marrons sur la figure 4.4). Pour donner un ordre d'idée, les structures en noires sur le figure 4.4 se sont déplacées de 2 à 3° vers l'est entre le 14 février 2004 à 0H et à 6H. Cet effet peut être amplifié si les données de vent utilisées dans le modèle MIMOSA induisent un décalage dans la localisation des structures de tourbillon potentiel comparé aux structures de vapeur d'eau ce qui ne semble pas être le cas sur la figure 4.4. La seconde origine peut être due soit à des points AIRS de mauvaise qualité en vapeur d'eau soit à un manque de diffusion ou de mélange dans le modèle MIMOSA. De tels points figurent dans les zones encadrées sur les figures 4.4 et 4.6. Dans tous les cas, ces points sont ignorés dans la détermination d'une relation exprimant la vapeur d'eau en fonction du tourbillon potentiel pour les latitudes comprises entre 30°S et 50°S. En testant plusieurs ajustements, la relation retenue

pour cette bande de latitude est tracée en vert foncé sur la figure 4.5a et vaut :

$$H_2O_{ML} = \frac{1694}{1 + 27 \times PV^2} + 2,6 \text{ ppmv pour } 6,7 > PV > -6,7 \text{ pvu}$$

Pour les tourbillons potentiels supérieurs à 6,7 pvu ou inférieurs à -6,7 pvu, une valeur constante de vapeur d'eau est déterminée à l'aide de la climatologie réalisée (figure 4.1 mois de février). Cette valeur vaut 4 ppmv. L'utilisation de la climatologie plutôt que AIRS est due à la fiabilité de AIRS qui décroît avec l'altitude (données estimées non fiables pour les pressions inférieures à 100 hPa d'après Eric Fetzer, communication personnelle) et au fait que les valeurs moyenne et médiane fournies par AIRS (figure 4.5a) paraissent bien trop faibles (~2 à 2,4 ppmv) par rapport à ce qui est généralement mesuré à ces altitudes (par exemple, par AURA/MLS : Read et al., 2007). Pour les latitudes tropicales, typiquement entre 0° et 20°S, en troposphère, c'est-à-dire pour les faibles valeurs de tourbillon potentiel, les rapports de mélange sont plus grands que pour les moyennes latitudes comme on peut le voir à la figure 4.5. Inversement, la tropopause tropicale étant plus froide que la tropopause des moyennes latitudes, les rapports de mélange en basse stratosphère tropicale sont plus faibles. La relation alors retenue pour cette bande de latitude est tracée en vert foncé sur la figure 4.5b et vaut :

$$H_2O_T = \frac{2600}{1 + 415 \times PV^2} + 3$$

Au final, en chaque point de latitude λ , le rapport de mélange en vapeur d'eau sera déterminé lors de l'initialisation du modèle par la relation :

$$\begin{aligned} H_2O &= 0,5[1 + \tanh(0,2(\lambda + 30))] \times H_2O_T + (1 - 0,5[1 + \tanh(0,2(\lambda + 30))]) \times H_2O_{ML} & \text{si } \lambda < 0 \text{ ou} \\ H_2O &= 0,5[1 + \tanh(0,2(\lambda - 30))] \times H_2O_{ML} + (1 - 0,5[1 + \tanh(0,2(\lambda - 30))]) \times H_2O_T & \text{si } \lambda > 0 \end{aligned}$$

Le champ de vapeur d'eau ainsi initialisé sera ensuite advecté indépendamment des valeurs du champ de tourbillon potentiel aux autres pas de temps. Pour le vol SF-4 ayant eu lieu dans la nuit du 24 au 25 février 2004 soit 11 jours plus tard que le vol SF-2, la recherche de coïncidences entre les données vapeur d'eau AIRS et les données de tourbillon potentiel MIMOSA ayant donné des résultats très similaires à la figure 4.5, la même initialisation est retenue pour les deux vols.

	Date	Latitude	Longitude	Couche d'altitude AIRS	Couple formé
AIRS	13/02/04 20H04	44,80°S	100,77°W	150-200 hPa $\Leftrightarrow 357,8-385,6$ K	Vapeur d'eau : 4,94 ppmv
MIMOSA	13/02/04 18H00	44,67°S	100,67°W	7 niveaux isentropes : 358 K \rightarrow -7,52 pvu 360 K \rightarrow -7,64 pvu 365 K \rightarrow -7,96 pvu 370 K \rightarrow -8,15 pvu 375 K \rightarrow -8,48 pvu 380 K \rightarrow -8,91 pvu 385 K \rightarrow -9,39 pvu	Tourbillon potentiel moyen : -8,29 pvu

Tableau 4.1 : Exemple de coïncidence formée entre un rapport de mélange en vapeur d'eau AIRS et les données de tourbillon potentiel MIMOSA.

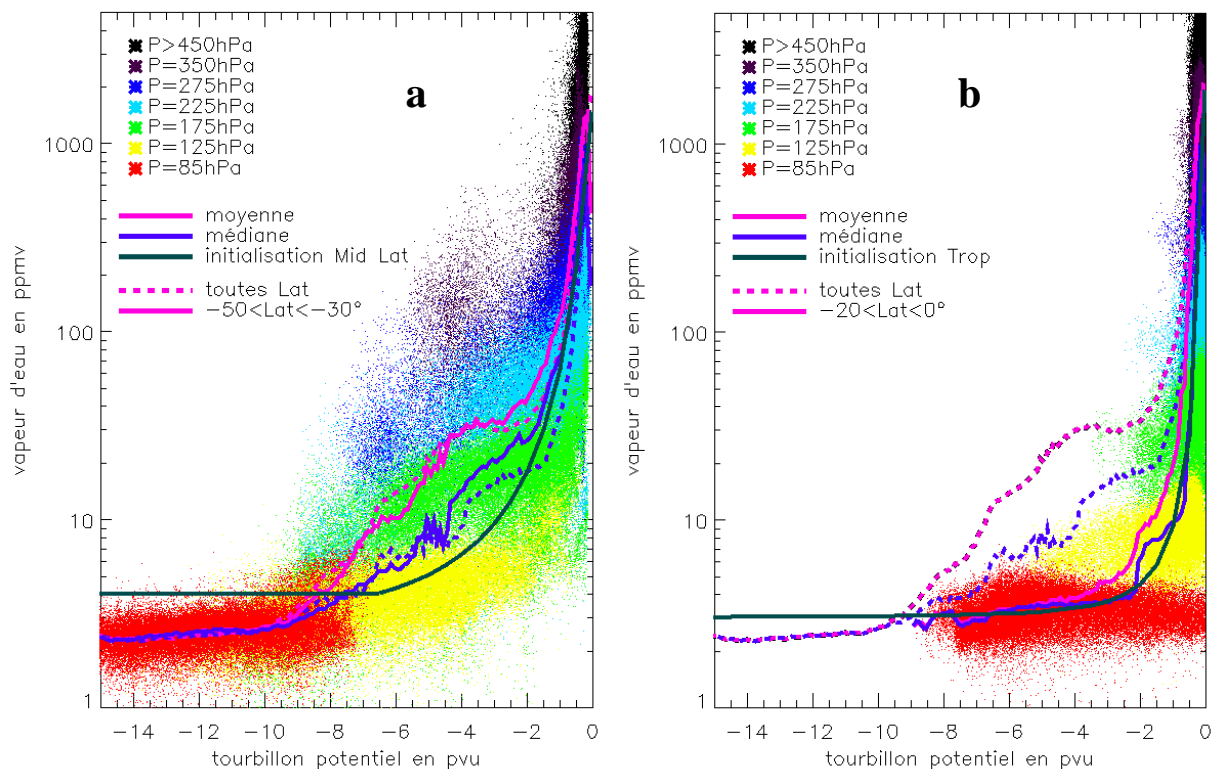


Figure 4.5 : Représentation des rapports de mélange en vapeur d'eau AIRS v5 acquis les 13 et 14 février 2004 en fonction du tourbillon potentiel MIMOSA. (a) Pour les latitudes entre 30°S et 50°S et (b) pour les latitudes entre 0° et 20°S. La couleur des points est fonction des couches de pression AIRS utilisées (10 couches entre 70 et 850 hPa). Les rapports de mélange moyen et médian de vapeur d'eau, tous points confondus, sont représentés respectivement en rose et en violet pointillé en fonction du tourbillon potentiel alors que ceux pour le domaine de latitude concerné sont en trait plein. La courbe verte, différente selon le domaine de latitude, sert d'initialisation au modèle MIMOSA.

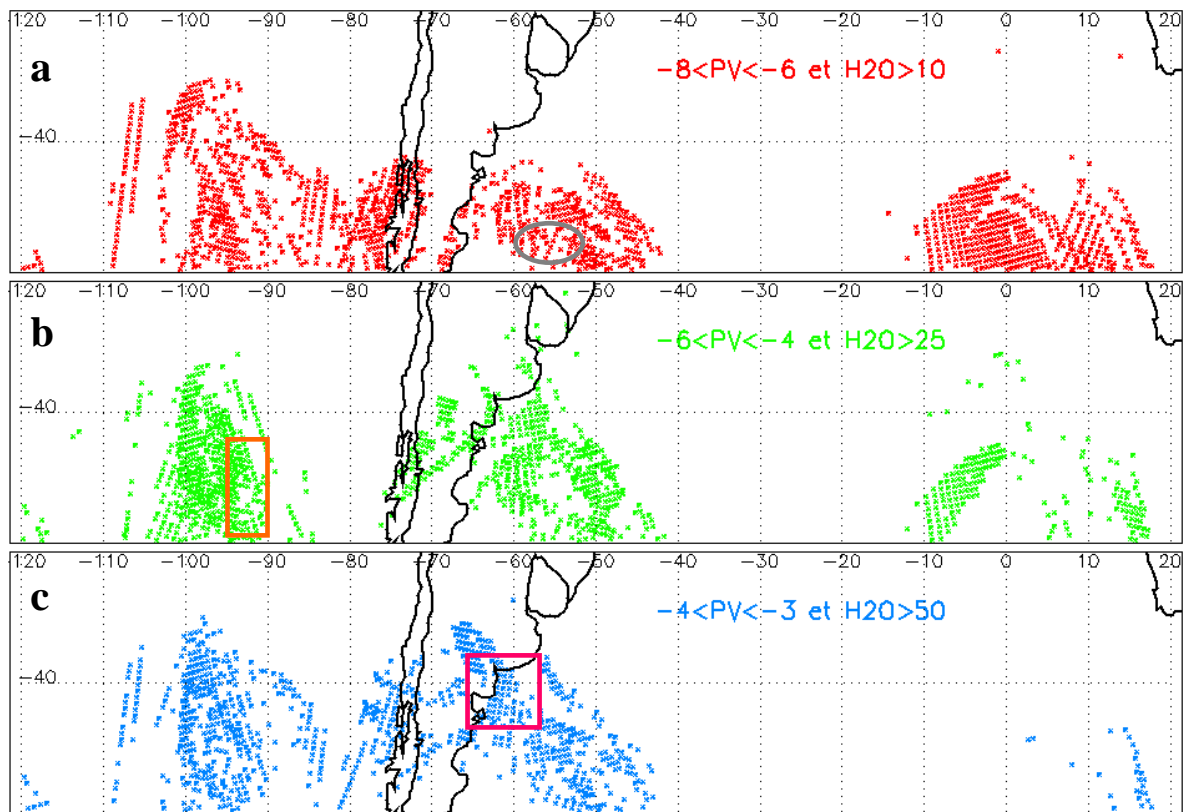


Figure 4.6 : Localisation sur un planisphère des points de la figure 4.4 acquis entre le 13 février 2004 à 21H et le 14 février 2004 à 3H de tourbillon potentiel compris entre -3 et -8 pvu ayant tendance à déplacer la médiane et la moyenne vers les forts rapports de mélange en vapeur d'eau. (a) Points de tourbillon potentiel entre -6 et -8 pvu et de vapeur d'eau supérieure à 10 ppmv. (b) Points de tourbillon potentiel entre -4 et -6 pvu et de vapeur d'eau supérieure à 25 ppmv. (c) Points de tourbillon potentiel entre -3 et -4 pvu et de vapeur d'eau supérieure à 50 ppmv.

4.2.2. Utilisation du concept de latitude équivalente :

Lors de l'initialisation du modèle avec la climatologie réalisée, le rapport de mélange en vapeur d'eau en chaque point de grille du modèle était uniquement déterminé avec la latitude et la pression en chaque point de grille. Or dans ce cas, l'origine de la masse d'air localisée en ces points de grille n'était pas prise en compte. Par exemple, une masse d'air originaire de la basse stratosphère des moyennes latitudes qui se déplaçait adiabatiquement pour atteindre la troposphère des tropiques était initialisée comme une masse d'air tropicale et donc normalement plus humide qu'elle n'aurait dû l'être. Pour remédier à ce problème, la même climatologie est utilisée mais la latitude équivalente est substituée à la latitude pour déterminer le rapport de mélange en vapeur d'eau à chaque point de grille du modèle (Butchart et al., 1986). La latitude équivalente d'un point est la latitude pour laquelle la surface de la calotte entre le cercle de cette latitude et le pôle nord est égale à la surface de toutes les zones dont le tourbillon potentiel est

supérieur au tourbillon potentiel en ce point. Un exemple de champ de tourbillon potentiel et de latitude équivalente résultante est donné à la figure 4.7. Le champ de vapeur d'eau servant à initialiser le modèle MIMOSA obtenu à l'aide de la latitude équivalente (figure 4.7d) diffère de celui obtenu à l'aide de la latitude (figure 4.7c). Par exemple, au sud de l'Uruguay, la masse d'air localisée vers 40°S est plutôt originaire, vu son tourbillon potentiel, des latitudes autour de 65°S. Ainsi, en tenant compte de la latitude équivalente, cette zone sera initialisée dans MIMOSA avec un rapport de mélange en vapeur d'eau inférieur à 15 ppmv alors qu'auparavant cette zone était initialisée avec un rapport de mélange en vapeur d'eau avoisinant les 35 ppmv. Ce concept de latitude équivalente fonctionne bien en stratosphère ou à des niveaux isentropes interceptant la tropopause. En revanche, en troposphère où les écarts de tourbillon potentiel sont faibles voire inexistantes entre les différentes latitudes, ce concept trouve ses limitations.

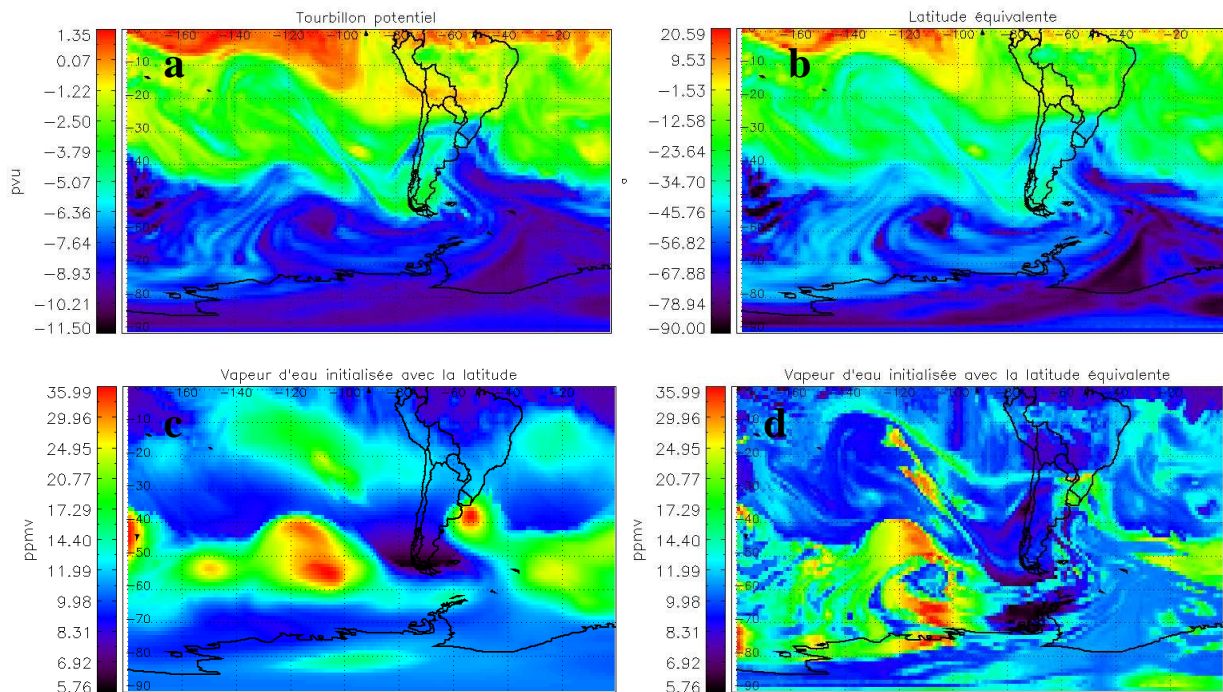


Figure 4.7 : (a) Tourbillon potentiel, (b) latitude équivalente, (c) rapport de mélange en vapeur d'eau déterminé à l'aide de la latitude et (d) rapport de mélange en vapeur d'eau déterminé à l'aide de la latitude équivalente le 20 février 2004 à 0H à 365 K entre 0 et 90°S et 0 et 180°W.

4.2.3. Comparaison des initialisations pour le vol SF-4 de la campagne HIBISCUS :

Afin de tenir compte de l'origine des masses d'air au moment de l'initialisation de la vapeur d'eau dans le modèle MIMOSA deux méthodes viennent d'être décrites. L'une utilisant des relations déduites des comparaisons entre le champ de tourbillon potentiel MIMOSA et le champ de vapeur d'eau AIRS (méthode 1) et l'autre utilisant la climatologie réalisée avec la latitude équivalente de la masse d'air (méthode 2). Ces deux méthodes d'initialisation sont évaluées par

leur capacité à reproduire le profil de vapeur d'eau acquis par l'instrument μ SDLA lors du vol SF-4 de la campagne HIBISCUS déjà décrit au paragraphe 4.1.2. Comme dans le cas de l'évaluation de la climatologie réalisée (paragraphe 4.1.2), les simulations MIMOSA sont réalisées sur 5 jours du 20 au 25 février 2004 avec un seuil de sursaturation fixé à 130 %. Les figures 4.8a et 4.8d représentent les profils MIMOSA de vapeur d'eau obtenus le 25 février 2004 à 0H et à 6H UTC au point de grille 23,33°S et 48,67°W avec les méthodes 1 et 2 d'initialisation respectivement. Le profil du rapport de mélange à saturation par rapport à la glace est aussi représenté sur les figures 4.8a et 4.8d en vert. Les figures 4.8b et 4.8e représentent l'écart relatif entre chaque profil MIMOSA et le profil μ SDLA dégradé à la résolution des profils MIMOSA (en traits fins sur les figures 4.8a et 4.8d) pour les méthodes 1 et 2 d'initialisation respectivement. Les figures 4.8c et 4.8f représentent les profils MIMOSA de glace simulés aux mêmes dates et au même point de grille avec les méthodes 1 et 2 d'initialisation respectivement et comparés aux données du rapport de diffusion et du volume de dépolarisation du μ lidar MULID.

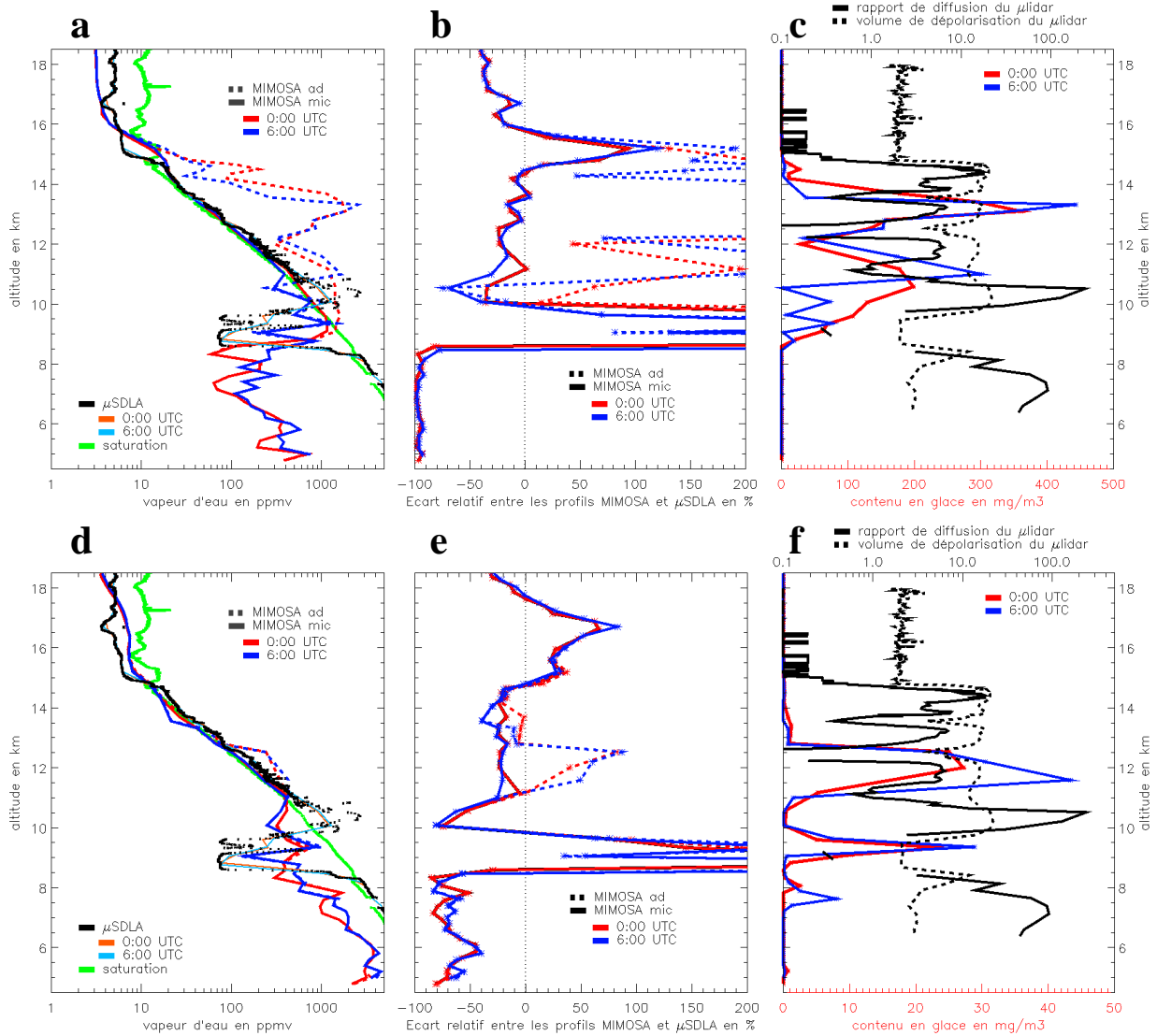


Figure 4.8 : (a et d) Comparaison du profil de vapeur d'eau μ SDLA du vol SF-4 (en noir) et des profils simulés avec MIMOSA. Le profil du rapport de mélange à saturation par rapport à la glace a été ajouté (en vert). Le profil μ SDLA a été dégradé à la résolution des profils MIMOSA en traits fins orange (0H UTC) et bleu clair (6H UTC). (b et e) Ecart relatif entre les profils MIMOSA et le profil μ SDLA. En traits pointillés, vapeur d'eau uniquement advectée comme traceur passif dans le modèle. En traits pleins, vapeur d'eau advectée avec schéma de condensation/évaporation en absence de sédimentation. Profils obtenus le 25 février 2004 à 0H UTC en rouge et à 6H UTC en bleu. (c et f) Comparaison du rapport de diffusion (traits pleins noir) et du volume de dépolarisation du μ lidar MULID (traits pointillés noir) aux profils de glace simulés avec MIMOSA. Figures du haut : méthode 1 et figures du bas : méthode 2 d'initialisation du modèle MIMOSA.

Dans toute la suite de cette partie, seuls les profils de vapeur d'eau avec microphysique seront comparés, les profils de vapeur d'eau purement advectée seront dans un premier temps omis.

En dessous de 8,5 km d'altitude, l'initialisation avec la latitude équivalente au lieu de la latitude n'améliore pas les résultats comme on pouvait s'y attendre vu que le concept de latitude équivalente n'a pas de sens dans cette gamme d'altitude. Le biais sec d'environ 60 % observé initialement entre les simulations MIMOSA et μ SDLA peut être dû la présence d'un environnement très convectif observé lors de ce vol (Durry et al., 2006) et pouvant expliquer les

forts rapports de mélange en vapeur d'eau relevés par μ SDLA allant de 4000 à 11000 ppmv entre 7,5 et 4,5 km d'altitude respectivement. Avec la première méthode d'initialisation, le biais sec observé entre MIMOSA et μ SDLA est encore accru avoisinant les 100 % (figure 4.8b). En regardant la figure 4.5, on constate que les courbes d'initialisation de la vapeur d'eau en fonction du tourbillon potentiel sont très pentues pour les faibles valeurs de tourbillon potentiel quelque soit la bande de latitude considérée. Dans le cas présent, le tourbillon potentiel pour les altitudes inférieures à 8,5 km est autour de -0,3 pvu ce qui donne avec cette méthode d'initialisation et les relations données au paragraphe 4.2.1, un rapport de mélange en vapeur d'eau variant entre 70 et 496 ppmv selon la latitude ce qui est beaucoup trop faible pour la zone considérée.

Entre 8,5 et 10 km d'altitude, μ SDLA détecte la présence d'une couche d'air sec aux environs de 0H30 UTC le 25 février 2004. La première méthode (figure 4.8a) ne permet pas de restituer cette caractéristique du profil. En effet, le 25 février 2004 à 0H UTC, une langue d'air sèche est bien simulée par le modèle mais 1,2 à 1,4 km plus bas en altitude. Quant au 25 février 2004 à 6H UTC, bien que deux pics de diminution de rapport de mélange en vapeur d'eau soient observés à 10,6 km et 9,5 km correspondant aux mêmes altitudes que l'intrusion observée par μ SDLA, d'autres diminutions d'amplitudes similaires sont simulées entre 7 et 11 km alors que rien de tel n'est mesuré par μ SDLA. Par ailleurs, le rapport de mélange à 9,5 km d'altitude est de 218 ppmv donc bien supérieur aux 71 ppmv mesurés par μ SDLA. La seconde méthode (figure 4.8d) permet de restituer cette zone sèche du profil μ SDLA mais avec une plus large extension. Notamment le minimum autour de 9,5 km est simulé vers 10,1 km et celui vers 9 km est reproduit à la bonne altitude seulement le 25 février à 6H UTC. Le 25 février 2004 à 0H UTC ce dernier se situe vers 8,3 km. En revanche, l'augmentation brusque de rapport de mélange, de faible épaisseur, vers 9,3 km d'altitude est bien reproduite et à la bonne altitude. Une étude plus détaillée de cette intrusion d'air sec aura lieu au paragraphe 4.3.1.

Entre 11 et 14,7 km d'altitude, les deux méthodes donnent des résultats similaires. Les profils simulés sont un peu plus secs que le profil mesuré par μ SDLA de 5 à 10 % avec la première méthode et de 10 % avec la seconde. Dans le cas de la seconde méthode, le profil à 0H UTC, plus proche en temps de la période de mesure de μ SDLA reproduit mieux l'allure du profil de vapeur d'eau de ce dernier à 13,6 km d'altitude comparé au profil à 6H.

Au-dessus de 14,6 km d'altitude, le rapport de mélange mesuré par μ SDLA diminue brusquement devenant sous-saturé puis fluctue jusqu'à 18,5 km d'altitude autour de 5 ppmv environ. La zone particulièrement sèche vers 16,7 km est issue d'un phénomène diabatique censé être non reproductible dans MIMOSA comme expliqué au paragraphe 4.1.2. La première méthode d'initialisation donne à l'inverse de ce qui est vu par μ SDLA des rapports de mélange proches de

la saturation jusqu'à 15,7 km d'altitude puis de faibles rapports de mélange au-dessus voisins de 3 ppmv là où μ SDLA indique 5 ppmv. La seconde méthode reproduit mieux la diminution de rapport de mélange observée par μ SDLA vers 15 km d'altitude bien que de plus faible ampleur dans le modèle puis donne des rapports de mélange supérieurs de 20 à 30 % jusqu'à 18 km d'altitude avant d'amorcer une diminution non mesurée par μ SDLA. La zone sèche vers 16,7 km n'est pas reproduite par cette initialisation comme attendu.

Si maintenant les profils de glace simulés avec les deux méthodes d'initialisation sont comparés (figure 4.8 c et f), la première méthode donne des contenus en glace 10 fois supérieurs à la seconde méthode. Cependant les deux méthodes donnent des contenus en glace en accord avec les valeurs données par Dowling et Radke [1990]. En effet, leur publication faisant le bilan de l'ensemble des mesures macrophysiques et microphysiques réalisées sur des cirrus, déduit qu'en moyenne les cirrus contiennent 25 mg/m^3 de glace avec des valeurs pouvant aller de 0,1 et 1200 mg/m^3 . Dans le cas de la seconde méthode, on est plus proche de la valeur moyenne indiquée. Par ailleurs, la quantité de vapeur d'eau purement advectée avec la première méthode (figure 4.8a) semble donner des rapports de mélange beaucoup trop élevés (plus de 1000 ppmv vers 13,5 km) qui certes condensent jusqu'au seuil de sursaturation fixé donnant un bon accord avec le profil mesuré mais produisent une quantité de glace assez importante, jusqu'à 440 mg/m^3 . Il est également possible que la vitesse de sédimentation dans le modèle soit trop faible. Des tests sur cette vitesse de sédimentation seront effectués au chapitre 5 dans un autre cas d'étude. Concernant l'allure des profils de glace, on dispose des données du μ lidar MULID (Di Donfrancesco et al., 2006 ; Fierli et al., 2007). Le μ lidar permet en effet d'obtenir le rapport de diffusion c'est-à-dire le rapport entre la section efficace de diffusion des aérosols et des molécules d'air déduite de la mesure du μ lidar et la section efficace de diffusion des molécules d'air déduite du radiosondage réalisé au même lieu et instant. Ce rapport s'il est supérieur à 1 indique la présence d'aérosols. Pour savoir si ces aérosols sont sphériques ou non, on regarde le volume de dépolarisation des aérosols, c'est-à-dire le rapport entre la lumière diffusée par les aérosols et polarisée parallèlement et celle polarisée perpendiculairement. Si ce rapport est supérieur à 0 cela indique la présence de particules asphériques, autrement dit de particules de glace s'il s'agit de nuages. La comparaison des profils de glace simulés avec les données du μ lidar MULID n'est pas très concluante. En effet, la première méthode contrairement à la seconde indique de la glace entre 14 et 15 km d'altitude là où le μ lidar en détecte mais inversement, la présence de glace vers 8,2 km d'altitude n'est simulée que par la première méthode. L'absence de localisation (pour la première méthode) ou la mauvaise localisation en altitude (pour la seconde méthode) de l'intrusion sèche vers 9 km d'altitude provoque l'apparition

de glace dans le modèle là où le lidar n'en détecte pas. Globalement, les figures 4.8c et 4.8f soulignent la forte variabilité temporelle du contenu en glace. Par exemple en 6 heures, la localisation des maxima locaux peut varier de 500 m en altitude et varier d'un facteur 2 en contenu. Une étude plus pointue de la capacité du modèle MIMOSA à reproduire les nuages de glace sera menée au chapitre 5 sur un autre cas d'étude.

4.2.4. Conclusion sur le choix de l'initialisation :

La comparaison réalisée au paragraphe 4.1.2 a montré l'importance de tenir compte de l'origine de la masse d'air lors de l'initialisation de la vapeur d'eau dans le modèle MIMOSA. Deux méthodes permettant de tenir compte de cette origine ont alors été testées. La première méthode utilisant le tourbillon potentiel pour calculer la vapeur d'eau fournit une troposphère trop sèche et ne permet ainsi pas la détection des intrusions d'air sec à ces altitudes. Pour y remédier, il faudrait une relation d'initialisation (figure 4.5) moins pentue pour les faibles valeurs de tourbillon potentiel (en valeur absolu). Par ailleurs, cette initialisation donne également des rapports de mélange trop faibles en basse stratosphère. A l'inverse, en haute troposphère (11-14 km d'altitude), la vapeur d'eau purement advectée (figure 4.8) semble donner des rapports de mélange beaucoup trop élevés (plus de 1000 ppmv vers 13,5 km d'altitude) qui certes condensent jusqu'au seuil de sursaturation fixé donnant un bon accord avec le profil mesuré mais risquent de produire une quantité trop importante de glace par rapport à la réalité. Corriger ces trois effets ne permettrait pas d'avoir une relation simple entre le champ de tourbillon potentiel et la quantité de vapeur d'eau. La seconde méthode, utilisant la climatologie réalisée ainsi que la latitude équivalente pour tenir compte de l'origine de la masse d'air est alors préférée pour initialiser le modèle MIMOSA. Cette initialisation permet de reproduire les intrusions d'air sec au sein de la troposphère et de reproduire les rapports de mélange de la haute troposphère avec un léger biais sec de l'ordre de 20 %. Ce biais pourra avoir une influence sur la quantité de glace formée dans cette gamme d'altitude. La précision du modèle avec ce type d'initialisation en basse stratosphère est difficile à évaluer dû à la présence de mouvements diabatiques dans le cas étudié mais pourra être évaluée dans les paragraphes suivants. Le modèle MIMOSA va maintenant être utilisé afin d'étudier plus en détails la structure des profils de vapeur d'eau acquis lors des vols SF-2 et SF-4 de la campagne HIBISCUS. Cela permettra également de mieux cerner les limites de celui-ci.

4.3. Analyse des vols de la campagne HIBISCUS à l'aide du modèle MIMOSA :

4.3.1. Analyse de l'intrusion d'air sec vers 9 km lors du vol SF-4 :

L'intrusion d'air sec vers 9 km n'a pas été uniquement détectée par μ SDLA lors de la campagne HIBISCUS. En effet, une sonde Vaisälä RS-90-AG H-humicap lancée par l'IPMet (Instituto de Pesquisas Meteorológicas) le 24 février 2004 à 20H19 UTC a également mesuré de faibles humidités relatives dans cette zone comme on peut le voir sur la figure 4.9. La précision en humidité relative de cette sonde est de 5 %. Comparée à μ SDLA, la sonde Vaisälä détecte une intrusion plus étendue en altitude qui débute à 8 km au lieu de 8,5 km pour μ SDLA et s'étend jusqu'à 11 km au lieu de 10 km pour μ SDLA.

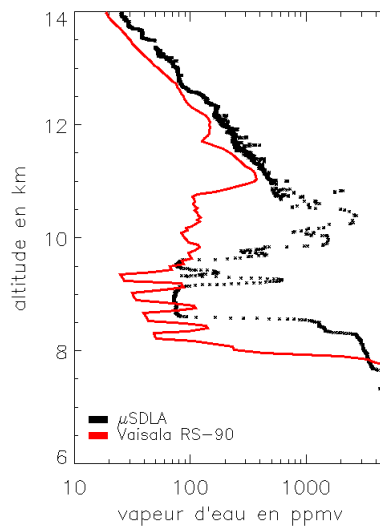


Figure 4.9 : Rapports de mélange en vapeur d'eau en fonction de l'altitude mesurés par l'instrument μ SDLA le 25 février 2004 vers 0H30 UTC et 23,36°S ; 48,53°W (en noir) et par une sonde Vaisälä RS-90 le 24 février 2004 vers 20H50 UTC et 22,45°S ; 48,92°W (en rouge). Les oscillations en rouge entre 8 km et 9,5 km sont dues au temps de réponse du capteur entre les différentes phases de chauffage de celui-ci pour les faibles humidités relatives (inférieures à 10 %).

Pour connaître l'origine des points de grille de MIMOSA assimilables à des particules de faible rapport de mélange en vapeur d'eau vers 9,1 et 10,2 km, la latitude et la longitude des points de grille au moment de l'initialisation du modèle ont été advectées au sein du modèle MIMOSA comme des traceurs passifs. Cependant, du fait du schéma semi-lagrangien, le remaillage de la grille du modèle toutes les 6 heures induit une erreur sur la localisation des particules due à l'interpolation des points de la grille advectée sur la grille initiale. Cette erreur se cumule plus la simulation dure. A cela s'ajoute une erreur supplémentaire pour les particules qui auraient traversé la zone entre 5°S et 5°N. En effet, lors du raccordement entre les deux hémisphères (toutes les 6 heures dans les cas étudiés), les points de grille de la partie commune aux deux

hémisphères ne coïncident pas, une nouvelle interpolation pour faire coïncider les grilles est alors réalisée. Pour minimiser les effets de ce problème, il est donc préférable de suivre l'évolution d'un paquet de particules plus que d'une particule afin de vérifier la cohérence du comportement de ces particules. Ainsi un certain nombre de points de grille est sélectionné le 24 février 2004 à 18H et le 25 février 2004 à 0H dans un rayon de 250 km autour de la position de μ SDLA (23,36°S et 48,53°W). Parmi ces points, certains sont sélectionnés avec un comportement similaire à ce qui est observé par μ SDLA et sont dits « à l'intérieur de l'intrusion » et nommés catégorie « I » (pour *inside*), d'autres n'ont pas de double pic de diminution de rapport de mélange et sont dits « en dehors de l'intrusion » et nommés catégorie « O » (pour *outside*). L'intérêt de suivre ces deux paquets de particules est de mieux comprendre ce qui explique leurs différences. La localisation de ces points est donnée dans le tableau 4.2.

Dates	Points de grille à l'intérieur de l'intrusion			Points de grille en dehors de l'intrusion		
	Latitude °S	Longitude °W	Distance à μ SDLA (km)	Latitude °S	Longitude °W	Distance à μ SDLA (km)
24/02/2004 18H UTC	23,67	49,00	59	21,67	48,33	189
	23,33	49,00	48	22,00	48,00	161
	23,00	49,00	63	22,33	47,67	145
	23,67	48,67	37	22,00	47,67	175
	23,33	48,67	15	22,67	47,33	145
	23,00	48,67	43	22,33	47,33	168
	23,67	48,33	40	22,67	47,00	175
	23,33	48,33	21	22,33	47,00	194
25/02/2004 0H UTC	23,33	48,00	54	22,67	46,67	205
	23,00	48,00	67	22,33	46,67	223
	23,67	47,67	94	22,33	47,00	194
	23,33	47,67	88	22,33	47,33	168
	22,67	48,67	78	21,33	47,67	243
	23,00	48,33	45	21,67	47,67	208
	22,67	48,33	79	21,33	48,00	232

Tableau 4.2 : Localisation des points de grille MIMOSA sélectionnés pour comprendre l'origine des rapports de mélange en vapeur d'eau simulés entre 8 et 11 km d'altitude les 24 et 25 février 2004 à 18H et 0H UTC.

Les profils de vapeur d'eau, de tourbillon potentiel des points de grille sélectionnés à la date du 25 février 2004 à 0H sont représentés à la figure 4.10 entre 325 K et 346 K. Sur cette figure sont également montrés les profils de latitude et longitude d'origine des points de grille, l'origine étant la date d'initialisation de la simulation le 20 février 2004 à 0H. Pour cette date et pour la localisation des points de grille à cette date, les profils de pression et de latitude équivalente sont aussi présentés à la figure 4.10. Il faut alors préciser que la localisation en latitude et longitude d'un point de grille choisi le 25 février à 0H, n'est pas la même le 20 février 2004 à 0H selon l'altitude regardée.

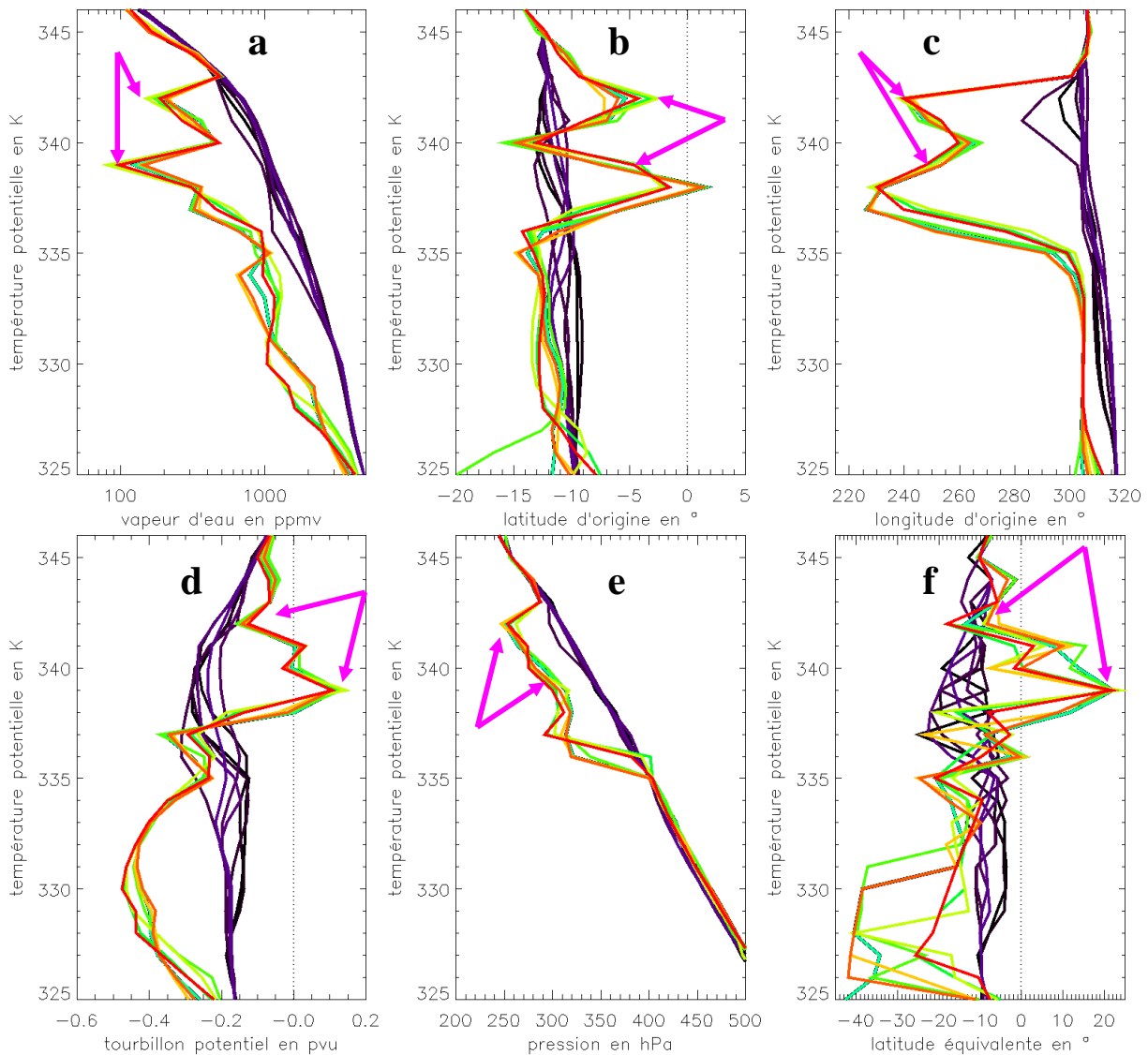


Figure 4.10 : (a) Profils de vapeur d'eau, (b) de latitude d'origine, (c) de longitude d'origine et (d) de tourbillon potentiel le 25 février 2004 à 0H entre 6 et 12 km d'altitude pour les points sélectionnés. L'origine étant prise le 20 février 2004 à 0H. (e) Pression et (f) latitude équivalente des points au 20 février 2004 à 0H. Les profils sombres indiquent les points à l'extérieur de l'intrusion alors que les profils colorés indiquent les points à l'intérieur de l'intrusion. Les deux flèches en rose indiquent les deux pics de faibles rapports de mélange en vapeur d'eau.

Les points de grille au sein de la double intrusion d'air sec le 25 février 2004 à 0H au niveau des isentropes 339 K (~9 km) et 342 K (~10,2 km) étaient environ à 5°S et 110-120°W le 20 février 2004 à 0H lors de l'initialisation de la simulation alors que ceux en dehors de l'intrusion étaient à ces mêmes altitudes plus au sud (~12°S) et plus à l'est (~55°W). A 342 K, les deux catégories « I » et « O » de profils ont approximativement les mêmes valeurs de tourbillon potentiel (-0,15 pvu) donc la même latitude équivalente (~10°S). C'est leur différence en pression, de l'ordre de 50 hPa due à leur différence de position qui fait leurs différents rapports de mélange en vapeur d'eau, autour de 200 ppmv pour la catégorie « I » et autour de 600 ppmv pour la catégorie « O ». A 339 K, une différence de pression du même ordre de grandeur existe entre les deux catégories mais avant tout, les valeurs de tourbillon potentiel de la catégorie « I » sont positives (~0,1 pvu) alors que celles de la catégorie « O » sont négatives (~-0,25 pvu) indiquant que les particules de la catégorie « I » proviennent de l'hémisphère nord, plus sec à niveau de pression égal vu qu'il s'agit de l'hémisphère d'hiver. Les valeurs de tourbillon potentiel de la catégorie « I » sont faibles (~0,1 pvu) semblant indiquer que la masse d'air est originaire de la troposphère. Afin de confirmer ou d'infirmer l'origine troposphérique des particules de la catégorie « I » à 339 K, des données d'ozone et de méthane sont également disponibles pour le vol SF-4. Les données d'ozone acquises par le capteur 03-SSS indiquent une augmentation du rapport de mélange entre 6,6 et 9,6 km d'altitude de 0,04 ppmv à 0,07 ppmv au maximum local vers 8,3 km. Concernant les mesures de méthane faites également par μ SDLA, une diminution a été observée entre 8,8 et 9,5 km d'altitude diminuant le rapport de mélange de 1,84 à 1,61 ppmv. Une masse d'air avec une telle diminution en vapeur d'eau et en méthane et une telle augmentation en ozone peut avoir deux origines :

- soit stratosphérique et dans ce cas l'intrusion serait suffisamment ancienne pour que les forts rapports de mélange en ozone en stratosphère (>0,1 ppmv d'après Logan et al., 1999) aient eu le temps de se mélanger avec de l'air troposphérique moins concentré en ozone. De même les faibles rapports de mélange en vapeur d'eau stratosphériques (< 10 ppmv) auraient eu le temps de se mélanger avec de plus forts rapports de mélange en vapeur d'eau en haute troposphère. Concernant les faibles valeurs de tourbillon potentiel simulés par MIMOSA, l'intrusion étant très localisée et fine, d'une part, la diminution a pu être provoquée par le remaillage des points avec des points adjacents d'origine troposphérique et d'autre part, le coefficient de relaxation assez fort (120 heures) ayant été appliqué à cette simulation a pu diminuer les valeurs du champs de tourbillon potentiel.

- soit troposphérique des latitudes subtropicales ou des moyennes latitudes. Les rapports de mélange en ozone et en méthane seraient alors compatibles avec ce qui est indiqué dans la littérature (Logan et al., 1999 pour l'ozone et Jones et Pyle, 1984 pour le méthane).

Afin de trancher entre ces deux hypothèses, il est nécessaire de connaître l'origine antérieure au 20 février 2004 des particules sélectionnées. Deux méthodes différentes pour remonter à la position des particules des niveaux 339 K, 340 K et 342 K sont utilisées afin de s'assurer de la pertinence du résultat :

- La première méthode consiste à faire une succession de simulations de 6 heures soit 80 simulations entre le 5 février 2004 à 0H et le 25 février 2004 à 0H donnant toutes les 6 heures la position en latitude et longitude des points de grille 6 heures auparavant. Cette méthode présente l'avantage de faire des simulations de courtes durées avec un remaillage unique entre des points ayant un gradient espéré moins fort. Par contre, elle présente l'inconvénient de subir trois à quatre interpolations :
 - * un remaillage,
 - * éventuellement un raccordement entre les hémisphères,
 - * une interpolation de la grille MIMOSA orthogonale centrée aux pôles sur la grille latitude/longitude de sortie,
 - * la sélection du point le plus proche du point d'origine toutes les 6 heures.
- La seconde méthode consiste à faire également 80 simulations se terminant toutes le 25 février 2004 à 0H mais différant chacune leur initialisation de 6 heures, la première débutant ainsi le 5 février 2004 à 0H et la dernière le 24 février 2004 à 18H. Cette méthode a l'avantage de présenter moins d'interpolations :
 - * un remaillage toutes les 6 heures,
 - * éventuellement un raccordement entre les hémisphères toutes les 6 heures,
 - * une interpolation de la grille MIMOSA orthogonale centrée aux pôles sur la grille latitude/longitude de sortie au moment de l'écriture le 25 février 2004 à 0H de la position initiale.

Par contre, la durée de certaines simulations étant longue (15-20 jours), le remaillage peut entraîner une perte d'information due à la présence de forts gradients entre les points de grille adjacents.

La figure 4.11 représente l'évolution temporelle de la position en latitude et longitude des particules de la catégorie « O » (en marron) et de la catégorie « I » (en rose) sélectionnées le 25 février 2004 à 0H obtenue par les deux méthodes à 339 K, 340 K et 342 K.

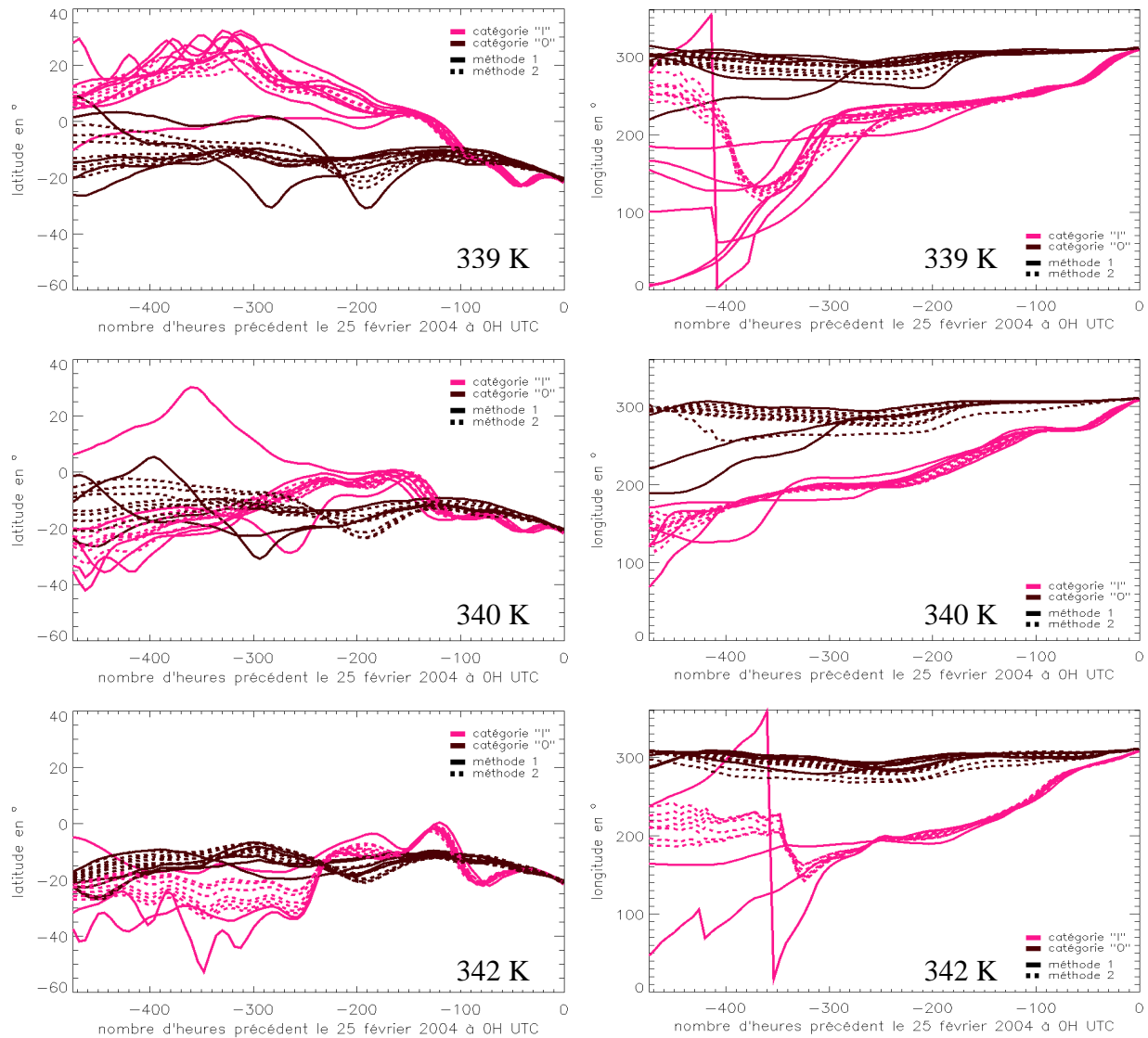


Figure 4.11 : (gauche) évolution temporelle de la latitude et (droite) de la longitude des particules de la catégorie « O » (en marron) et de la catégorie « I » (en rose) sélectionnées le 25 février 2004 à 0H. Traits pleins : méthode 1 et traits pointillés : méthode 2. Haut : 339 K, milieu : 340 K et bas : 342 K.

A 339 K, les deux méthodes divergent essentiellement avant le 10 février 2004 à 0H (-360 heures). A compter de cette date, en remontant dans le temps les particules de la catégorie « I » changent brusquement de direction avec la méthode 2 et vont vers l'est alors qu'avec la méthode 1, ces particules continuent leur progression vers l'ouest. A -336 heures, le 11 février 2004 à 0H, les deux méthodes sont en assez bon accord et permettent d'identifier des origines différentes entre les particules de la catégorie « I » et celles de la catégorie « O ». En effet, les particules de la catégorie « O » sont restées tout le temps (du 11 au 25 février 0H) au-dessus de l'Amérique du Sud voire sur l'est de l'océan Pacifique alors que celles issues de la catégorie « I » sont principalement originaires le 11 février 2004 à 0H des subtropiques nord (20-30°N) au-dessus du Pacifique. Afin de mieux identifier l'origine de ces dernières, la figure 4.12 indique la position

des particules de la catégorie « I » (en rose) le 11 février 2004 à 0H sur les cartes de tourbillon potentiel MIMOSA à 339 K et de vent zonal des analyses ECMWF à 300 hPa. Le niveau 300 hPa est le plus proche de la position en altitude des particules de la catégorie « I ». La figure 4.12 permet de comprendre que les particules de la catégorie « I » suivies avec la première méthode sont en fait originaires de la partie anticyclonique du courant-jet subtropical. Cette zone se reconnaît sur la figure 4.12 par ses valeurs de tourbillon potentiel troposphériques ($< 1,5$ pvu) et par ses vents zonaux forts (> 50 m/s). Les rapports de mélange en ozone observés au sein de cette masse d'air, entre 0,05 et 0,07 ppmv sont compatibles avec une telle origine d'après AIRS, figure 4.13 et Logan et al. [1999]. Cette figure 4.13 représente les moyennes zonales d'ozone fournies par AIRS (v5) pour le mois de février 2004 pour différents niveaux de pression en fonction de la latitude. D'après Bian et al. [2007], l'accord entre les sondes ozone et les données AIRS (v4) est de l'ordre de 10 % entre 400 et 70 hPa et les changements opérés pour la v5, notamment l'utilisation d'une climatologie comme a priori, réduisent les biais en moyenne troposphère et en haute troposphère tropicale. La seconde méthode utilisée pour localiser les particules indique des positions pour ces particules plus au sud de quelques degrés et même si elles semblent plus groupées que celles localisées avec la première méthode et donc plus cohérentes, plus de confiance est donnée dans la première méthode. En effet, si les positions des particules sont reportées sur des cartes de tourbillon potentiel toutes les 6 heures comme sur la figure 4.12a en remontant dans le temps du 25 février 2004 à 0H au 5 février 2004 à 0H, on constate qu'à partir du 18 février 2004 à 0H, les particules localisées avec la seconde méthode ne suivent plus les déformations du champ de tourbillon potentiel observées contrairement à celles suivies avec la première méthode.

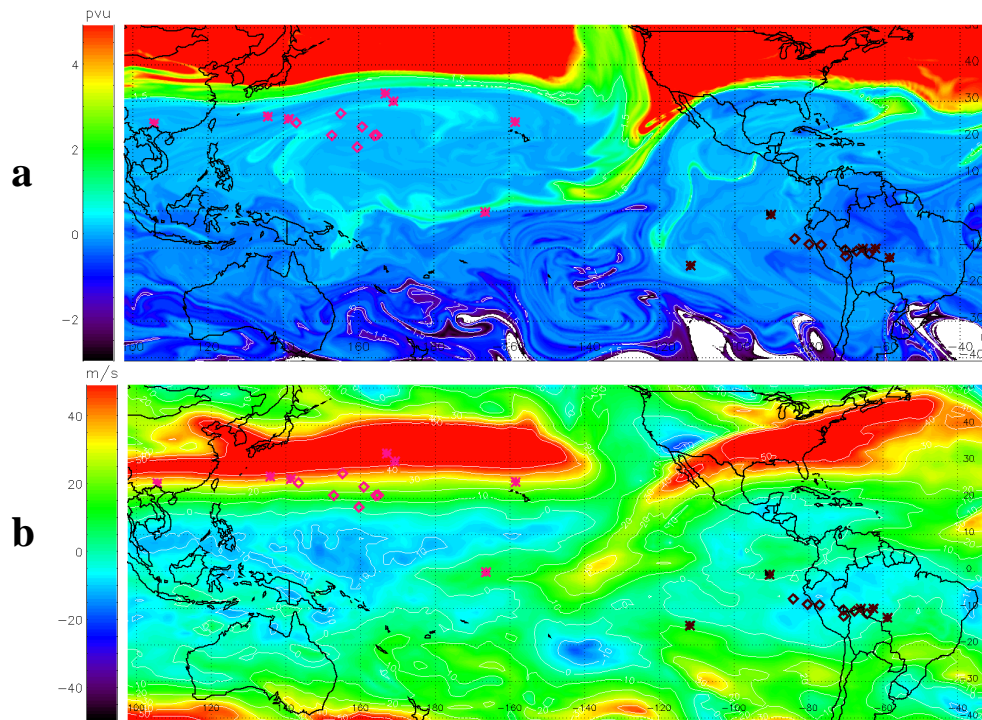


Figure 4.12 : (a) Tourbillon potentiel à 339 K et (b) vent zonal issu des analyses ECMWF à 300 hPa au-dessus de l'océan Pacifique le 11 février 2004 à 0H. Particules de la catégorie « O » en marron et particules de la catégorie « I » en rose. Positions obtenues avec la première méthode (astérisques) et avec la deuxième méthode (losanges). Les valeurs de tourbillon potentiel ont été obtenues avec une simulation initiée le 4 février 2004 à 0H avec un temps de relaxation infini (=9999).

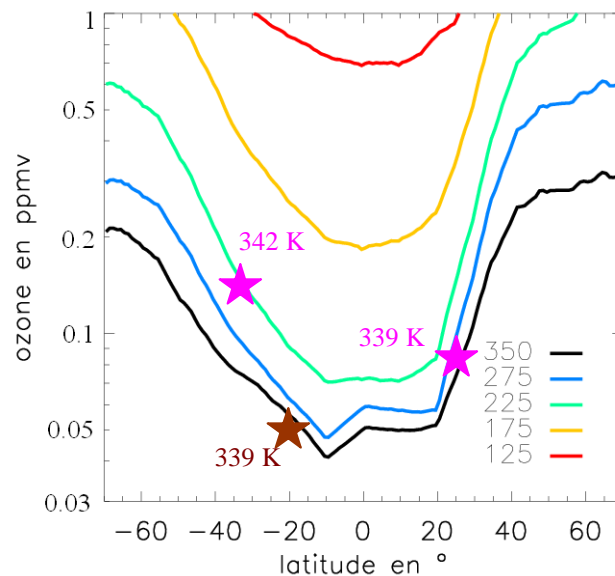


Figure 4.13 : Moyenne zonale et mensuelle du rapport de mélange en ozone mesuré par AIRS (v5) en février 2004 en fonction de la latitude pour différents niveaux de pression. Les étoiles roses symbolisent l'origine de la masse d'air sondée par μ SDLA et la sonde O3-SSS à 339 K et à 342 K et l'étoile marron symbolise la localisation en latitude et pression du lieu du vol.

A 340 K, les deux méthodes divergent moins qu'à 339 K cependant, en appliquant la même méthode de suivi des positions des particules sur des cartes de tourbillon potentiel, la seconde

méthode ne suit plus les structures du champ de tourbillon potentiel à compter du 14 février 2004 à 0H. Les particules de la catégorie « O » ont un comportement similaire à 339 K, 340 K et d'ailleurs sur toute la couche d'altitude située entre 336 K et 343 K. Ce n'est pas le cas des particules de la catégorie « I » à 340 K localisées par la première méthode (vu que la seconde n'est pas fiable) vers 10-20°S le 11 février 2004 à 0H dans une zone de vent faible (<10 m/s).

A 342 K, en appliquant la méthode de suivi des positions des particules sur des cartes de tourbillon potentiel, la seconde méthode ne suit plus les structures du champ de tourbillon potentiel à compter du 15 février 2004 à 0H. Les particules de la catégorie « I » sont alors localisées à l'aide de la première méthode pour les dates antérieures au 15 février. Ces particules sont originaires des latitudes au sud de 30°S le 12 février 2004 à 18H (cf. figures 4.11 et 4.14, particules encerclées). D'après la figure 4.14 présentant le champ de tourbillon potentiel MIMOSA à 342 K et le champ de vent zonal des analyses ECMWF à 200 hPa, les particules sont issues d'une filamentation de la partie stratosphérique, i.e. cyclonique, du courant-jet subtropical (tourbillon potentiel légèrement supérieur à 1,5 pvu en valeur absolue). En effet, à cette saison (été dans l'hémisphère sud), le courant-jet subtropical est moins intense, beaucoup plus perturbé et plus au sud qu'en hiver. Le filament d'air stratosphérique étant de faible étendue horizontale, il s'atténue dans le modèle MIMOSA par remaillage et ainsi le 25 février 2004 à 0H, les valeurs de tourbillon potentiel indiquent des valeurs plutôt troposphériques (entre -0,64 et -0,95 pvu). Dans la réalité, la diffusion atmosphérique doit également conduire à une perte des propriétés de la masse d'air avec une augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau et une diminution du rapport de mélange en ozone par mélange qui devait être initialement autour de 0,1-0,2 ppmv (figure 4.13).

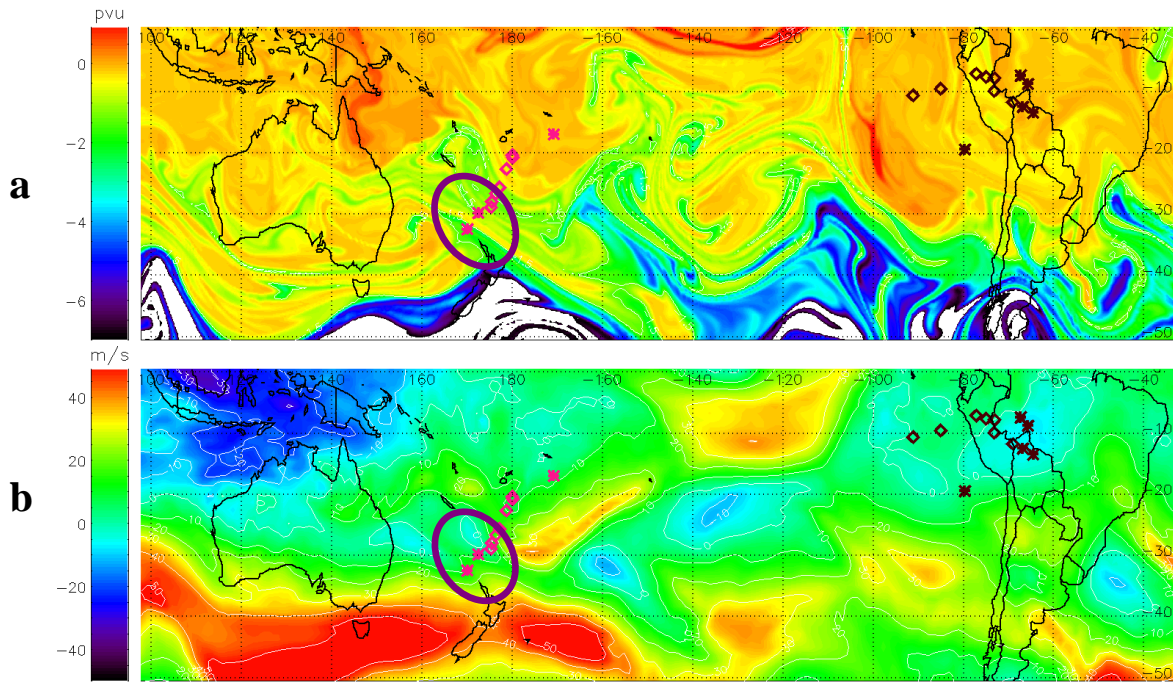


Figure 4.14 : (a) Tourbillon potentiel à 342 K et (b) vitesse zonale des analyses ECMWF à 200 hPa au-dessus du sud de l’océan Pacifique le 12 février 2004 à 18H. Particules de la catégorie « O » en marron et particules de la catégorie « I » en rose. Positions obtenues avec la première méthode (astérisques) et avec la deuxième méthode (losanges). Les valeurs de tourbillon potentiel ont été obtenues avec une simulation initiée le 4 février 2004 à 0H avec un temps de relaxation infini (=9999).

Au-dessus de 343 K (10,7 km), les origines des deux catégories de particules « I » et « O » sont similaires, figure 4.10. En fait, durant les 15-20 jours précédant le 25 février 2004, les particules évoluent dans une zone de vent faible, dans la partie nord de l’Amérique du Sud. Par exemple, le 10 février 2004 à 0H, les particules des deux catégories sont situées entre 10°S et 18°S et entre 48°W et 81°W.

Les résultats sont sensiblement les mêmes pour les particules sélectionnées le 24 février 2004 à 18H pour les niveaux 339 K et 340 K. En revanche, au niveau 342 K, figure 4.15, les particules de la catégorie « I » ne viennent plus des moyennes latitudes de l’hémisphère sud mais ont un comportement similaire aux particules issues du niveau 339 K. La même étude réalisée pour des particules sélectionnées le 25 février 2004 à 6H a révélé un comportement identique aux particules sélectionnées le 25 février 2004 à 0H pour les niveaux isentropes étudiés.

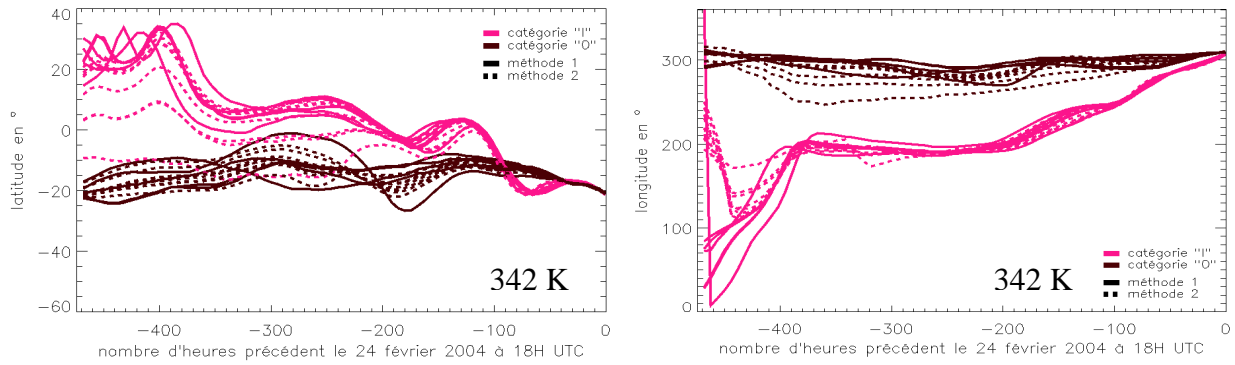


Figure 4.15 : (gauche) évolution temporelle de la latitude et (droite) de la longitude des particules de la catégorie « O » (en marron) et de la catégorie « I » (en rose) sélectionnées le 24 février 2004 à 18H à 342 K. Traits pleins : méthode 1 et traits pointillés : méthode 2.

En conclusion, il semble que la double intrusion d'air sec sondée par μ SDLA vers 0H30 le 25 février 2004 entre 8,5 et 10 km d'altitude ait deux origines : la masse d'air sec observée entre 8,5 et 9 km, accompagnée d'une augmentation en ozone et d'une diminution en méthane serait originaire de la branche troposphérique anticyclonique du courant-jet subtropical de l'hémisphère nord alors que la masse d'air sec présente au-dessus, vers 9,6 km serait issue d'une filamentation de la branche cyclonique stratosphérique du courant-jet subtropical de l'hémisphère sud, instable en cette saison.

4.3.2. Analyse de l'intrusion d'air sec vers 6,6 km lors du vol SF-2 :

Le vol SF-2 ayant eu lieu dans la nuit du 13 au 14 février 2004, les simulations sont initialisées le 9 février 2004 à 0H UTC. D'après Marécal et al. [2007], μ SDLA a traversé une zone sursaturée entre 10 et 16 km d'altitude avec des sursaturations pouvant atteindre exceptionnellement 190 %. Dans MIMOSA, on a alors choisi de prendre un seuil de sursaturation moyen (RH_{seuil}) de 130 % comme pour les simulations du vol SF-4. A 18,5 km d'altitude, l'instrument μ SDLA était à 22,1°S et 49,2°W, se déplaçant vers le nord-est au court de sa descente pour se situer à 5 km d'altitude vers 21,5°S et 48,9°W. La zone que l'on veut plus spécialement étudier est la zone sèche mesurée par μ SDLA autour de 6,6 km le 14 février 2004 vers 0H42 visible à la figure 4.16. Des profils simulés par MIMOSA le 14 février 2004 à 0H et à 6H UTC sont également présentés sur cette figure pour différentes localisations. Les profils simulés par MIMOSA les plus proches spatialement de μ SDLA (environ 11 km, en rouge et bleu sur la figure 4.16) voient l'intrusion d'air sec à une altitude plus élevée de 300 à 500 m. En revanche, dans un environnement spatial proche de μ SDLA, certains profils trouvent un meilleur accord avec μ SDLA, notamment le profil en jaune sur la figure 4.16 situé à 179 km de μ SDLA qui reproduit également mieux l'allure du

profil μ SDLA entre 8 et 10 km. Avec un vent zonal de 7,25 m/s à 450 hPa le 14 février à 0H UTC, 10 % de la différence de localisation est due à une différence temporelle de 42 min entre le profil simulé et celui mesuré par μ SDLA. Une erreur de 1,9 m/s sur le vent zonal propagée durant une journée suffirait à expliquer l'écart restant ce qui est tout à fait possible dans une région où les vents varient de 3 m/s sur $2,25^\circ$ de longitude.

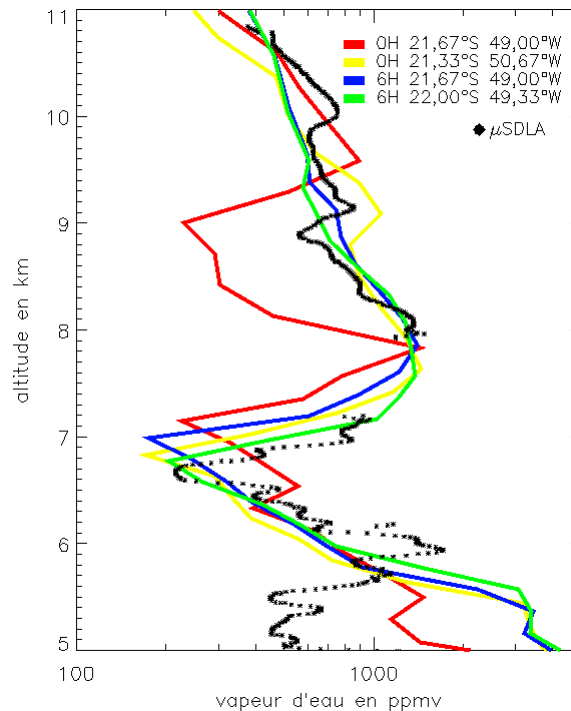


Figure 4.16 : Rapports de mélange en vapeur d'eau en fonction de l'altitude mesurés par l'instrument μ SDLA le 14 février 2004 vers 0H42 UTC et $21,51^\circ\text{S}$; $48,87^\circ\text{W}$ (en noir) et simulés par MIMOSA à différentes heures et localisations proches de la mesure de μ SDLA (en couleurs).

Afin de comprendre l'origine de cette couche d'air sec, les cartes de vapeur d'eau, de latitude d'origine (l'origine étant prise le 9 février 2004 à 0H) et de tourbillon potentiel le 14 février 2004 à 0H sont présentées à la figure 4.17 pour trois niveaux d'altitude différents : en dessous de la couche d'air sec (324 K), au milieu de la couche d'air sec (331 K) puis au-dessus de celle-ci (334 K). Sur la figure 4.17 la croix noire symbolise la position de μ SDLA. A ces altitudes, la pression varie entre 400 et 500 hPa, on pourrait donc s'attendre à avoir selon la climatologie du mois de février (figure 4.1) des rapports de mélange en vapeur d'eau supérieurs à 700 ppmv or on observe et simule des rapports de mélange au moins 4 fois inférieurs dans la couche d'air sec. D'après les cartes de latitude d'origine, au sein de l'intrusion, la masse d'air est originaire des moyennes latitudes (sud de 45°S) alors qu'en dehors, la masse d'air est originaire des subtropiques (vers 33°S en dessous et 23°S au-dessus de l'intrusion). A l'instant initial, le 9 février 2004 à 0H UTC, la masse d'air formant l'intrusion d'air sec était à une pression d'environ 320 hPa alors que les

masses d'air situées en dessous et au-dessus de cette intrusion étaient respectivement à des pressions autour de 430 hPa et 420 hPa expliquant au vu de la climatologie (figure 4.1) la différence de rapport de mélange lors de l'initialisation et ainsi l'origine de la masse d'air sec. A ces altitudes, c'est-à-dire en basse troposphère tropicale, les valeurs du champ de tourbillon potentiel ne varient pas en fonction de l'origine de la masse d'air comme on peut le voir à la figure 4.17. Ainsi, initialiser le modèle avec la latitude équivalente au lieu de la latitude ne permet pas de détecter cette intrusion d'air sec comme on a pu le tester. On peut conclure de l'étude de ces deux cas que selon l'altitude d'observation, la méthode d'initialisation optimale ne sera pas la même.

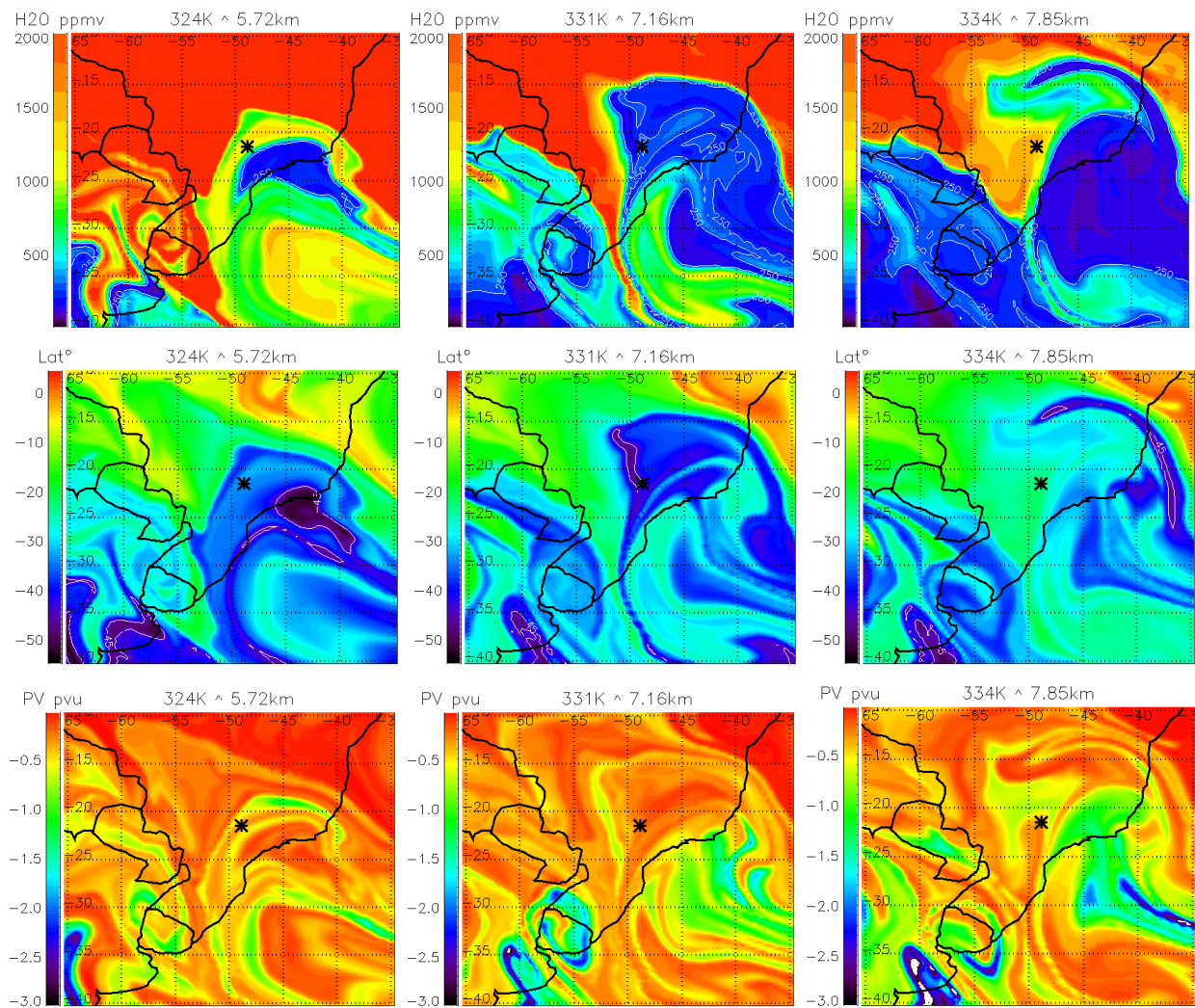


Figure 4.17 : Haut : vapeur d'eau, milieu : latitude d'origine au 9 février 2004 à 0H UTC et bas : tourbillon potentiel le 14 février 2004 à 0H UTC au-dessus du Brésil. Gauche : 324 K, milieu : 331 K et droite : 334 K. La croix noire symbolise la position de μ SDLA.

4.3.3. Diminution du rapport de mélange en vapeur d'eau vers 17,5 km lors du vol SF-2 :

Lors du vol SF-2 décrit au paragraphe précédent, μ SDLA a rencontré en basse stratosphère une masse d'air entre 390 et 405 K (~17,5 km d'altitude) ayant des caractéristiques bien particulières : faibles rapports de mélange en méthane, faibles rapports de mélange en vapeur d'eau, forts rapports de mélange en ozone et augmentation de température avec l'altitude comme le montre la figure 4.18. Les rapports de mélange en méthane ont été mesurés par μ SDLA dans une bande spectrale centrée autour de 1,65 μ m. Les rapports de mélange en ozone ont été mesurés par une sonde ECC lancée par le DMI (Danish Meteorological Institute) à bord d'un ballon météorologique à une heure proche du vol SF-2 et par une sonde O3-SSS constituée d'un semi-conducteur solide développée par l'Université de Cambridge lancée à bord du ballon SF-2 (Hansford et al., 2005).

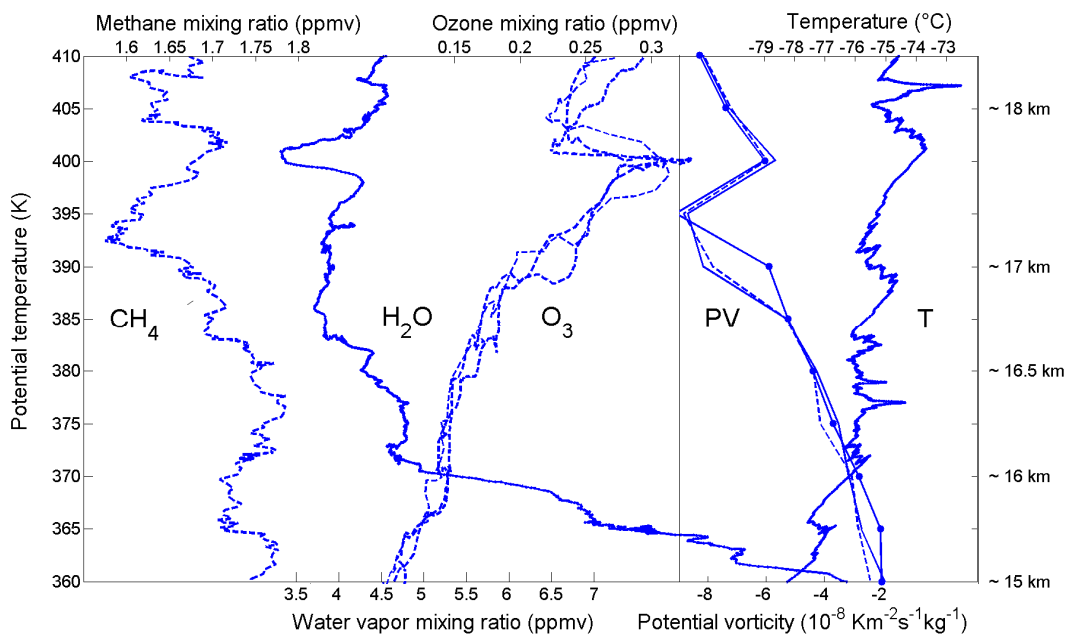


Figure 4.18 : De gauche à droite : entre 15 et 18,5 km environ, profils de méthane et de vapeur d'eau enregistrés par μ SDLA lors du vol SF-2 (13-14 février 2004), profils d'ozone enregistrés par les sondes ECC et O3-SSS, tourbillon potentiel calculé à l'aide de MIMOSA et température issue des 3 thermistances accompagnant μ SDLA. D'après Georges Durry.

Le but est de voir si MIMOSA est capable de reproduire une telle structure d'une épaisseur inférieure à 1 km quelque soit les paramètres mesurés (ozone, méthane ...) voire même de l'ordre de 100 m pour la vapeur d'eau mesurée à une altitude où MIMOSA semblait restituer de trop forts rapports de mélange en vapeur d'eau (cf. paragraphe 4.2.3). La figure 4.19 représente le profil vapeur d'eau μ SDLA et trois profils vapeur d'eau simulés avec MIMOSA en tenant compte de la microphysique pour différentes localisations proche de la position de μ SDLA (la

plus proche localisation étant en bleu). Trois simulations différentes ont été réalisées avec un seuil de sursaturation toujours fixé à 130 % (cf. paragraphe 4.3.2). La première, figure 4.19a, est réalisée sur 5 jours du 9 au 14 février 2004 à 0H UTC avec de nouvelles analyses ECMWF toutes les 6 heures (à 0H, 6H, 12H et 18H UTC). La seconde, figure 4.19b, est réalisée sur 10 jours du 4 au 14 février 2004 à 0H UTC avec de nouvelles analyses ECMWF également toutes les 6 heures. Enfin la dernière, figure 4.19c, est également réalisée sur 10 jours du 4 au 14 février 2004 à 0H UTC mais avec des nouvelles analyses ECMWF uniquement toutes les 12 heures (à 0H et 12H UTC).

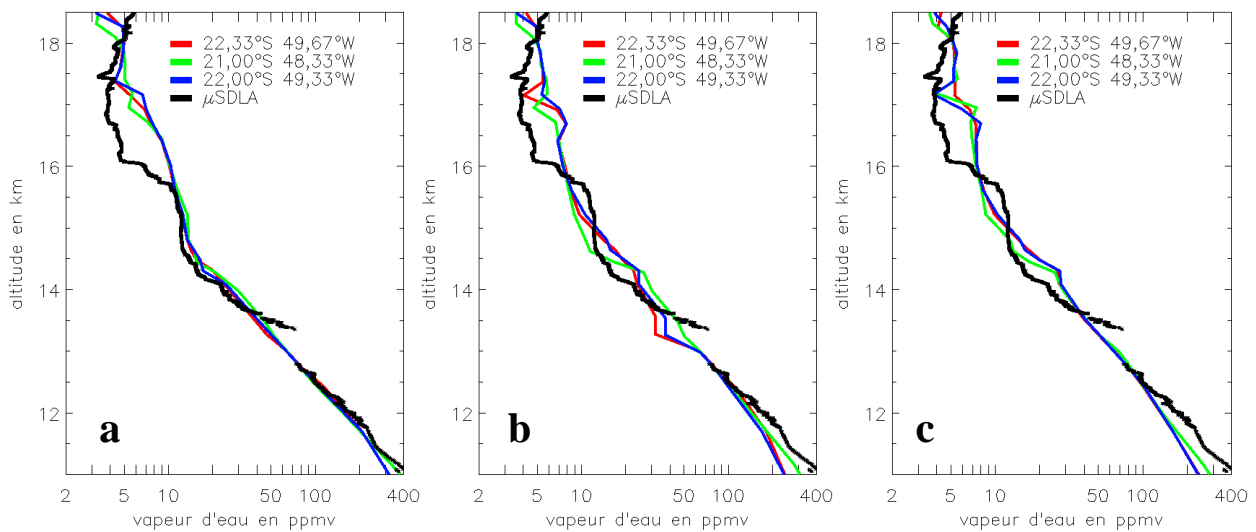


Figure 4.19 : Profils vapeur d'eau de μ SDLA (en noir) et de MIMOSA (en couleurs) le 14 février 2004 à 0H UTC entre 11 et 18,5 km d'altitude. (a) Simulation de 5 jours du 9 au 14 février 2004 à 0H UTC avec des analyses ECMWF actualisées toutes les 6 heures. (b) Simulation sur 10 jours du 4 au 14 février 2004 à 0H UTC avec des analyses ECMWF actualisées toutes les 6 heures. (c) Simulation sur 10 jours du 4 au 14 février 2004 à 0H UTC avec des analyses ECMWF actualisées toutes les 12 heures.

La première simulation (figure 4.19a) donne un très bon accord avec μ SDLA jusque 15,7 km d'altitude soit jusqu'à la tropopause qui est bien marquée dans le cas de SF-2 (Durry et al., 2006). L'altitude de la tropopause, à 15,5 km, a été déterminée par l'altitude du minimum de température ainsi que par l'altitude où le gradient vertical de température devient supérieur à -2 K/km (définition WMO) sur au moins 2 km d'épaisseur. Au-dessus de la tropopause, comme pour les simulations du vol SF-4, le modèle donne des rapports de mélange en vapeur d'eau beaucoup trop élevés comparés à μ SDLA avec quasiment un facteur 2 entre les deux. Au-dessus de 17,5 km d'altitude, le rapport de mélange en vapeur d'eau simulé par MIMOSA diminue pour être voisin de celui mesuré par μ SDLA jusqu'à 18 km d'altitude où au-dessus MIMOSA présente un biais sec de 2 ppmv environ comparé à μ SDLA. Cette première simulation ne permet pas de retrouver une diminution suivie d'une augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau autour de 17,5 km d'altitude comme observé par μ SDLA. Pourtant, d'après les figures 4.20 a et c, une masse d'air à fort tourbillon potentiel (en valeur absolue) est présente juste au sud de μ SDLA

vers 90 hPa indiquant une intrusion de la stratosphère des moyennes latitudes vers la stratosphère des subtropiques. Cette masse d'air était aux latitudes moyennes (au sud de 40°N) le 9 février 2004 à 0H et vers 110 hPa. Une telle différence en latitude et pression ne permet pas d'expliquer la diminution de vapeur d'eau constatée par μ SDLA au vu de la climatologie utilisée pour initialiser le modèle (figure 4.1). Cependant, les mouvements en stratosphère sont parfois beaucoup plus lents qu'en troposphère, il est alors possible que cette masse d'air à fort tourbillon potentiel soit originaire des latitudes encore plus au sud et ait été mal initialisée en vapeur d'eau. En effet, le champ de tourbillon potentiel calculé à l'aide des données de vent et de température des analyses ECMWF au moment de l'initialisation peut avoir perdu ses caractéristiques et ainsi conduire au calcul d'une latitude équivalente erronée (qui ne tient pas compte de la provenance de la masse d'air) et à un rapport de mélange en vapeur d'eau lors de l'initialisation plus élevé qu'il n'aurait dû l'être. Pour remédier à cela, une simulation sur 10 jours, du 4 au 14 février 2004 à 0H est réalisée. Les profils ainsi simulés sont visibles à la figure 4.19b. En haute troposphère, en dessous de 15,5 km d'altitude, les simulations sur 10 jours dégradent l'accord observé entre μ SLDA et les profils simulés à 5 jours. Cela vient du fait que sur 10 jours, de nombreux phénomènes diabatiques peuvent avoir eu lieu et ne sont pas pris en compte dans le modèle. Il est ainsi préférable de faire des simulations de courtes durées à ces altitudes. Par contre au-dessus de 15,5 km d'altitude, le biais humide visible avec la première simulation diminue et une zone plus sèche d'1 ppmv environ que l'environnement extérieur est constatée aux environs de 17,1 km d'altitude soit 395 K. Il s'agit de la même masse d'air à fort tourbillon potentiel qu'observée dans la première simulation (cf. figure 4.20 a et d). Cette masse d'air est en fait originaire des latitudes polaires (sud de 70°S) le 4 février 2004 à 0H (cf. figure 4.20f) et des environs de 145 hPa. Il est alors normal, d'après la climatologie utilisée en entrée du modèle visible à la figure 4.1 d'observer des rapports de mélange de 1 à 2 ppmv plus faibles en vapeur d'eau au sein de cette masse d'air. D'après la publication de Grooß et Russell [2005] présentant des climatologies de l'ozone et du méthane réalisées à partir des données HALOE, il est également normal d'observer une augmentation du rapport de mélange en ozone et une diminution du rapport de mélange en méthane. Cependant sur la figure 4.19b, le profil le plus proche de μ SDLA (en bleu) n'expose pas de diminution du rapport de mélange en vapeur d'eau autour de 17,5 km d'altitude. En effet, il est situé sur le bord nord de cette masse d'air sec (figure 4.20e). Pourtant μ SDLA détecte cette intrusion d'air sec et la précision de sa localisation est très élevée étant obtenue par GPS. Des tests sur les paramètres du modèle MIMOSA ont alors été réalisés : modification de la durée de simulation, changement de la résolution horizontale des analyses ECMWF (0,5° ; 1,125° ou 2,5°) et changement d'échéance entre les analyses ECMWF (6H ou 12H). Il s'avère finalement que

tous ces tests ne changent pas la localisation de la masse d'air à fort tourbillon potentiel à 395 K hormis le dernier test. En effet, en prenant de nouvelles analyses ECMWF seulement toutes les 12 heures au lieu de toutes les 6 heures, la masse d'air sec se trouve localiser jusqu'à 2° plus au nord et plus étirée vers l'ouest à 395 K avec μ SDLA localisé en plein milieu (figure 4.19c profil en bleu et figure 4.20h). Il est possible que le fait de diminuer la résolution temporelle des analyses ECMWF réduise le bruit dans les champs de vent et induise une meilleure localisation des intrusions. Malheureusement, le manque de données in-situ ainsi que l'absence de données satellites avec une bonne résolution horizontale tel que AIRS en basse stratosphère ne permet pas de conclure sur le sujet.

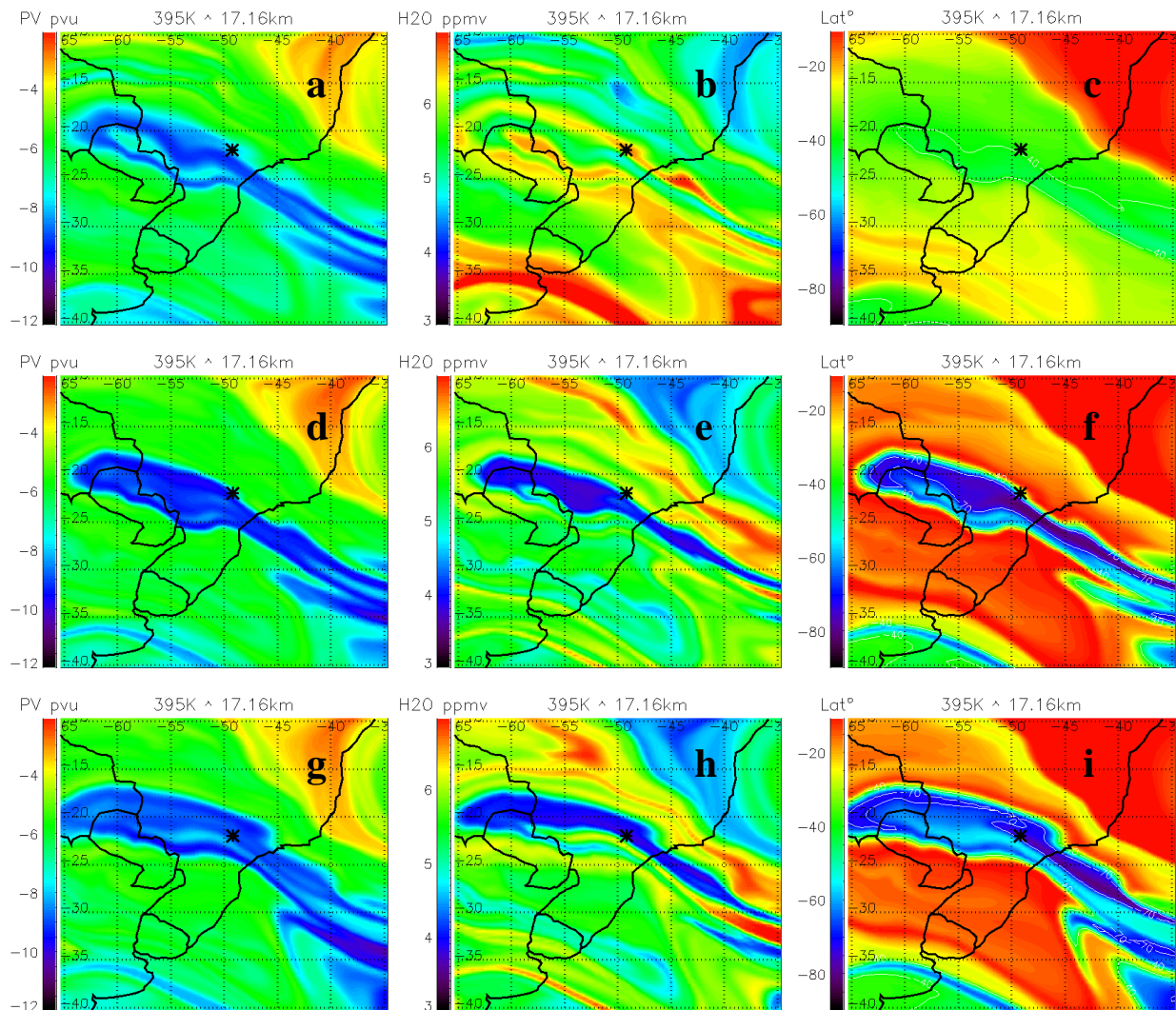


Figure 4.20 : (gauche) cartes de tourbillon potentiel, (milieu) de vapeur d'eau avec microphysique appliquée et (droite) de latitude d'origine le 14 février 2004 à 0H UTC vers 17,16 km d'altitude au-dessus du Brésil. Haut : simulation sur 5 jours avec des champs ECMWF actualisés toutes les 6 heures. Milieu : simulation sur 10 jours avec des champs ECMWF actualisés toutes les 6 heures. Bas : simulation sur 10 jours avec des champs ECMWF actualisés toutes les 12 heures. La constante de temps de relaxation pour le champ de tourbillon potentiel a été fixée à 5 jours. Les croix noires symbolisent la position de μ SDLA.

4.4. Conclusion :

Plusieurs initialisations pour l'advection de la vapeur d'eau dans le modèle MIMOSA ont été testées. Parmi elles, l'initialisation à l'aide d'une climatologie de vapeur d'eau en moyenne mensuelle et zonale variant en fonction de la latitude et de la pression a été retenue. Il s'avère cependant que selon la zone d'altitude étudiée, les champs simulés dépendent de la méthode d'initialisation et de la durée de la simulation. En effet, en basse stratosphère, il est nécessaire de tenir compte de l'origine de la masse d'air par l'utilisation de la latitude équivalente lors de l'initialisation du modèle et il est également nécessaire d'avoir des simulations plus longues (~10 jours) qu'en troposphère du fait des mouvements horizontaux plus lents et des échelles spatiales des phénomènes plus grandes. Dans cette configuration le modèle a néanmoins tendance à avoir un léger biais humide de 1 ppmv (~20 %). En haute troposphère, des simulations plus courtes (~5 jours) sont préférées avec l'utilisation également de la latitude équivalente. Dans cette tranche d'altitude MIMOSA présente un léger biais sec comparé à μ SDLA de l'ordre de 20 %. Plus bas, en moyenne troposphère, l'utilisation du concept de latitude équivalente n'a plus vraiment de sens et l'utilisation de la latitude est préférée avec des simulations de courtes durées (~5 jours) pour limiter les effets diabatiques non représentés dans le modèle. Les biais observés entre MIMOSA et μ SDLA sont acceptables, étant de l'ordre de grandeur des écarts observés entre les différents instruments existants sondant la haute troposphère et la basse stratosphère (cf. chapitre 2). En outre, MIMOSA est capable de résoudre les échanges méridiens d'air en troposphère ou en stratosphère et également de résoudre les échanges d'air isentropes entre la stratosphère des moyennes latitudes et la troposphère des tropiques. MIMOSA s'avère donc être un outil adapté à la quantification des échanges isentropes entre les réservoirs stratosphérique et troposphérique. Ce chapitre a également montré la difficulté d'accéder à la trajectoire parcourue par les structures observées et reproduites par le modèle du fait du remaillage régulier de la grille de celui-ci. Dans l'avenir, il faudra tester la possibilité d'obtenir des rétrotrajectoires avec le modèle en empêchant le remaillage régulier de celui-ci. Cela limiterait ainsi le nombre d'interpolations mais réduirait la possibilité d'accéder à un champ global.

Chapitre 5

Etude d'un cas de transport de vapeur d'eau de la haute troposphère subtropicale vers la basse stratosphère des moyennes latitudes

5.1. Description du cas :	119
5.1.1. Extension du nuage :	119
5.1.2. Altitude de la tropopause :	122
5.2. Modélisation du cas :	122
5.2.1. Modélisation du cirrus :	123
a) Position du cirrus :	123
b) Origine du cirrus :	124
5.2.2. Modélisation du champ de vapeur d'eau :	127
a) Comparaison entre modèles :	127
b) Comparaison avec AIRS :	134
5.3. Variation des caractéristiques du nuage en fonction des paramètres du modèle :	137
5.3.1. Influence de la vitesse de sédimentation :	138
a) Vérification de la température et de la pression du modèle :	139
b) Variation de la vitesse de sédimentation :	143
5.3.2. Influence du seuil de sursaturation :	145
5.4. Quantification du transport de la troposphère vers la stratosphère :	147
5.4.1. Méthode de quantification du transport de vapeur d'eau :	148
5.4.2. Réversibilité du transport :	150
a) 322 K :	151
b) 344 K :	153
5.4.3. Résultat de la quantification :	153
a) Filament au nord de 60°N entre 320 et 330 K :	154
b) Advection vers 35-50°N entre 320 et 350 K :	156
c) Limitations de la méthode et incertitudes sur la quantification :	159
5.5. Vérification des hypothèses :	160
5.6. Conclusion :	162

Le modèle MIMOSA a été adapté dans le but de quantifier le transport isentrope de vapeur d'eau de la troposphère subtropicale vers la basse stratosphère des moyennes latitudes associé notamment au déferlement d'ondes de Rossby. De tels transports isentropes ont déjà été observés fréquemment au-dessus de l'Europe à partir de détection de faibles rapports de mélange troposphériques d'ozone en basse stratosphère (O'Connor et al., 1999). Les volumes et masses d'air mis en jeu lors de tels échanges ont déjà été quantifiés mais aucune quantification du transport de vapeur d'eau n'a jusqu'à maintenant été réalisée. L'étude proposée ici consiste à quantifier le transport de vapeur d'eau à partir d'un exemple afin de mieux identifier les difficultés méthodologiques associées et de profiter d'observations pertinentes. L'Observatoire de Haute-Provence (OHP : 43,93°N et 5,71°E) dispose de lidars permettant de détecter de telles intrusions soit par la mesure de faibles rapports de mélange en ozone en basse stratosphère soit par la détection de cirrus au voisinage de la tropopause qui indiquent la présence d'une masse d'air particulièrement humide en provenance des tropiques (Keckhut et al., 2005). Le cas qui a été sélectionné pour cette étude est le cirrus détecté à l'OHP dans la nuit du 18 au 19 janvier 2006 entre 12 et 14 km (~328-355 K) à l'aide d'un lidar température et aérosols à 532 nm (figure 5.1). Dans ce chapitre, ce cas sera décrit à l'aide des données satellites disponibles puis modélisé avec le modèle MIMOSA. Une étude de sensibilité des paramètres du modèle (vitesse de sédimentation, sursaturation) sur les caractéristiques du nuage sera ensuite réalisée. Cette partie permettra une évaluation plus approfondie de la phase glace du modèle peu étudiée dans le chapitre 4. Enfin, une quantification du transport isentrope de la troposphère subtropicale vers la basse stratosphère des moyennes latitudes sera réalisée.

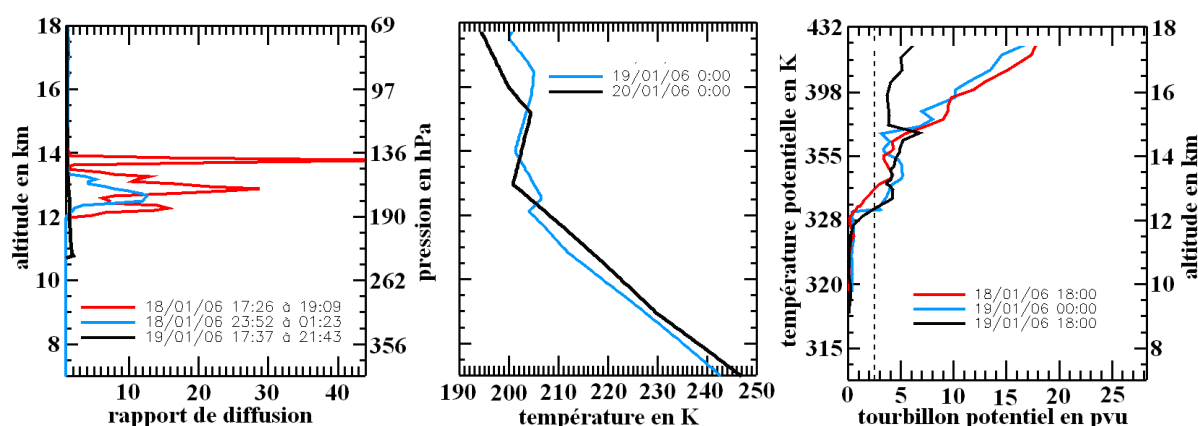


Figure 5.1 : (Gauche) rapport de diffusion obtenu à partir du lidar température/aérosols de l'OHP. (Milieu) température de l'atmosphère obtenue à partir des radiosondages effectués à Nîmes. (Droite) Tourbillon potentiel obtenu à partir du modèle MIMOSA initialisé le 15 janvier 2006 à 0H avec une constante de relaxation de 10 jours. Les échelles verticales de pression et de température potentielle ont été déterminées à partir des données du radiosondage du 19/01/2006 à 0H UTC.

5.1. Description du cas :

5.1.1. Extension du nuage :

Le cirrus détecté à l'OHP dans la nuit du 18 au 19 janvier 2006 est visible sur les images des instruments AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) à bord des différents satellites NOAA (figure 5.2). Le canal couvrant les longueurs d'onde les plus élevées et donc sensible majoritairement aux plus basses températures selon la loi de Wien (rappelée en annexe 1) a été sélectionné. Il s'agit du canal 5 qui enregistre le rayonnement venant de la surface terrestre et de l'atmosphère entre les longueurs d'onde 10,5 μm et 12,5 μm et qui présente un maximum de sensibilité pour les températures entre 232 K et 276 K. Le nuage observé à l'OHP se situe à des températures inférieures entre 201 et 207 K (figure 5.1) et a une épaisseur optique faible entre 0,26 et 0,047 diminuant au cours de la nuit à partir de 19H09 UTC. La faible intensité du nuage sur les images AVHRR diminuant au cours du temps est en accord avec la faible épaisseur optique du nuage déterminée avec le lidar diminuant également au cours du temps. Le nuage a un diamètre approximatif de 200-250 km et son extension verticale varie spatialement et/ou temporellement vu que le sommet du nuage est plus élevé de 500 m en début de nuit (sommet vers 14 km) qu'en milieu de nuit (sommet vers 13,5 km) (figure 5.1). Le nuage se situe entre les niveaux isentropes 328 K et 355 K et à des niveaux de pression entre 136 et 190 hPa.

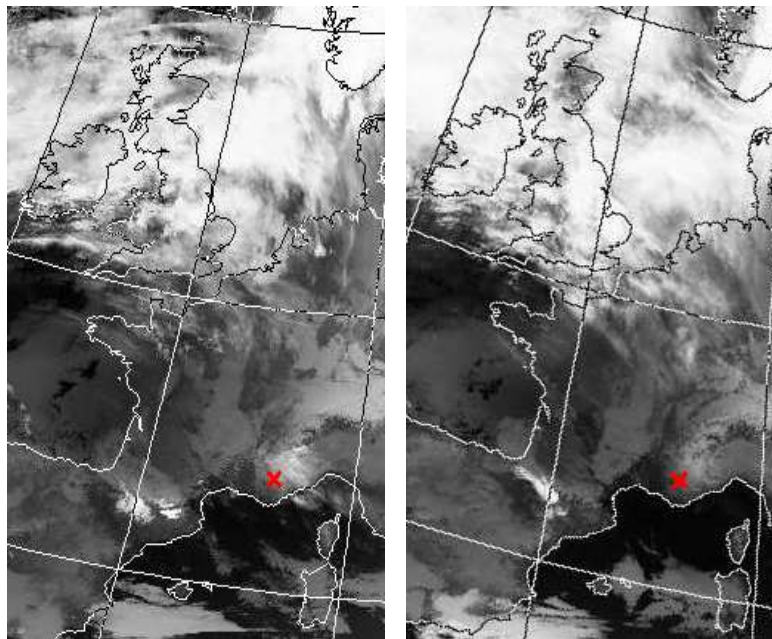


Figure 5.2 : (Gauche NOAA17) images AVHRR canal 5 au-dessus de la France le 18 janvier 2006 à 21H58 UTC et (droite NOAA18) le 19 janvier 2006 à 2H23 UTC. Images fournies par Dundee : <http://www.sat.dundee.ac.uk/auth.html>

Les spectroradiomètres MODIS (**MOD**erate resolution **Im**aging **S**pectroradiometer) à bord des satellites TERRA et AQUA donnent des informations sur les caractéristiques des nuages observés au-dessus de l'Europe de l'ouest le 18 janvier 2006 à 22H20 UTC et le 19 janvier 2006 à 0H50 UTC respectivement (figure 5.3). MODIS utilise la méthode de CO₂-slicing (Menzel et al., 1983) pour déterminer la pression du sommet du nuage. Cette méthode, supposant une couche unique de nuage, utilise en fait la mesure des températures de brillance dans deux bandes de longueur d'onde proches situées dans la bande d'absorption/vibration du CO₂ autour de 15 μ m et utilise les propriétés suivantes :

- * L'absorption dans ces deux bandes de longueur d'onde est fonction de la pression donc de l'altitude.
- * L'émissivité du nuage est similaire pour les deux bandes de longueur d'onde proches et est uniquement fonction de la température du nuage.

De part ces propriétés et à l'aide d'un modèle de transfert radiatif et de profils de température et d'humidité, il est ainsi possible de remonter à la pression du nuage. L'exactitude de la méthode est estimée à 50 hPa pour les nuages au-dessus de 3 km d'altitude (~700 hPa) et la précision varie entre 0,5 km (pour 32 % des cas évalués) et 1,5 km (pour 64 % des cas évalués) (Frey et al., 1999). La température du nuage, non représentée, est déduite de la pression du nuage à l'aide des produits météorologiques du NCEP Global Forecast System (GFS : Derber et al., 1991). Ces produits fournissent des profils de température sur des intervalles de 50 hPa entre 900 et 100 hPa. Dans le cas du cirrus observé à l'OHP et s'étalant à l'est de l'OHP sur les images MODIS, les mesures des deux instruments spatiaux sont en accord et indiquent une pression au sommet du nuage de 275 hPa (figure 5.3 a et c) et une température correspondante de 222,5 K. Vu les données du radiosondage de Nîmes effectué le 19 janvier 2006 à 0H UTC (figure 5.1), le sommet du nuage serait selon MODIS à une altitude de 9,7 km soit 3,6 à 3,9 km plus bas que ce qui est observé par le lidar. Un tel décalage, supérieur à la précision de l'instrument, peut s'expliquer par le fait que la méthode de CO₂-slicing détermine en fait l'altitude du centre radiatif du nuage (Wielicki et Coakley, 1981). Si pour un nuage optiquement épais, le centre radiatif se situe vers le sommet du nuage, pour un nuage optiquement fin, comme c'est le cas du nuage observé à l'OHP ayant une épaisseur optique déterminée à l'aide des données lidar variant de 0,047 à 0,26, le centre radiatif du nuage se situe plus vers le milieu du nuage soit ici vers 170 hPa (~12,6 km). Pour les cirrus, des comparaisons entre l'instrument VAS utilisant également cette technique et des lidars ont révélé en moyenne un biais positif de 70 hPa dans la détermination de la pression du nuage avec la méthode de CO₂-slicing (Wylie et Menzel, 1989). MODIS fournit également

une information sur la phase thermodynamique du nuage, c'est-à-dire si le nuage est composé d'eau liquide ou de glace. Cette information est obtenue en fonction de la température de brillance à 11 μm et de la différence entre les températures de brillance à 8,5 μm et 11 μm au vu des deux hypothèses suivantes :

- * A 11 μm un nuage de glace absorbe plus qu'un nuage d'eau liquide de même contenu en eau et à la même température alors qu'à 8,5 μm , l'absorption est similaire pour les deux types de nuages.
- * La température de brillance à 11 μm est généralement plus faible pour les nuages de glace que pour les nuages d'eau vu leur différence d'altitude et la décroissance de la température en troposphère avec l'augmentation de l'altitude.

Dans le cas présent, le nuage situé à l'est de l'OHP est un nuage de glace (figure 5.3 b et d).

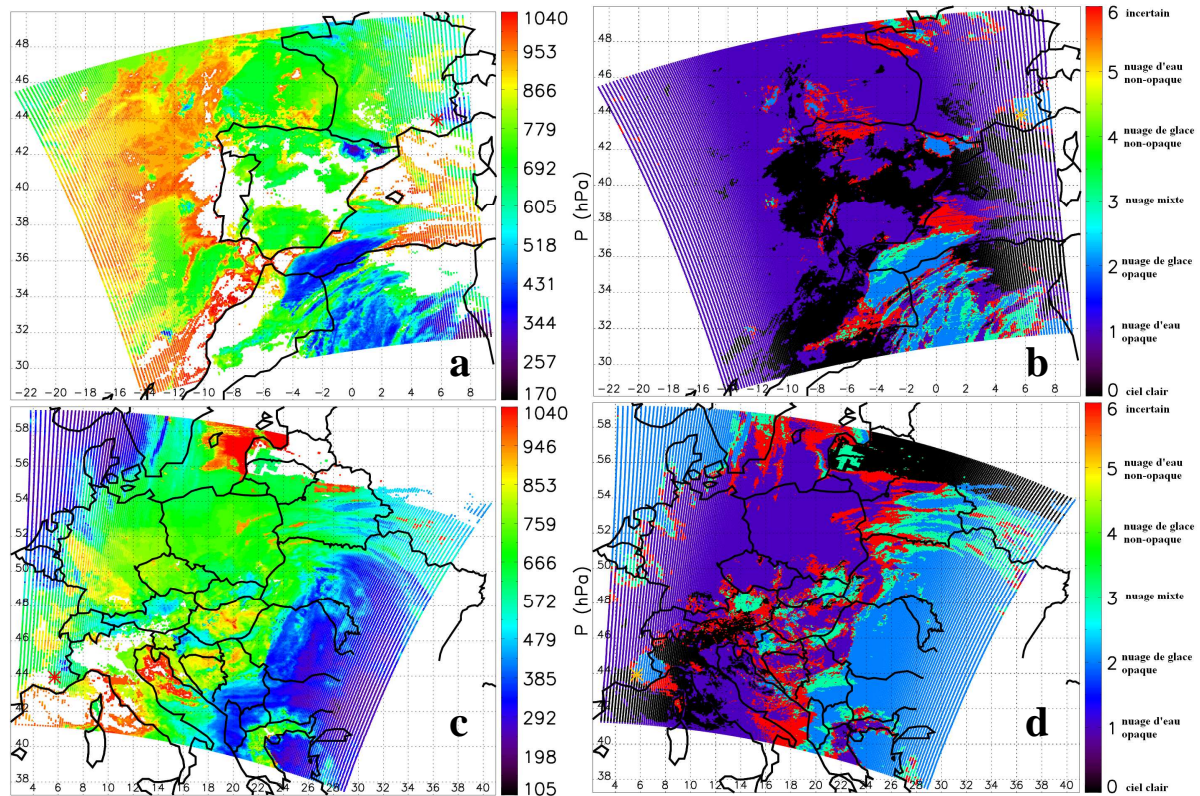


Figure 5.3 : (a et c) Pression et (b et d) phase des nuages obtenues par l'instrument TERRA/MODIS le 18 janvier 2006 à 22H20 UTC (a et b) et par l'instrument AQUA/MODIS le 19 janvier 2006 à 0H50 UTC (c et d).

5.1.2. Altitude de la tropopause :

Un premier minimum de température est visible à 12,1 km soit à la base du nuage le 19 janvier 2006 à 0H UTC. La tropopause calculée selon la définition WMO (base de la couche, d'au moins 2 km d'épaisseur où le gradient vertical de température devient inférieur à -2K/km) est située vers 13,5 km à cette même heure soit à l'altitude du sommet du nuage. En revanche, la tropopause dynamique arbitrairement fixée à 2,5 pvu est à 13 km le 18 janvier à 18H UTC s'abaissant à 12,4 km 6 heures plus tard. Cette élévation de la tropopause lors de l'observation du cirrus (i.e. le 18 janvier à 18H UTC) est en accord avec la constatation faite par Wernli et Bourqui [2002] indiquant que les échanges de masse d'air de la troposphère vers la stratosphère se produisent en présence d'une tropopause se situant légèrement au-dessus de sa position climatologique. Vu les altitudes de la tropopause thermique et de la tropopause dynamique, le nuage se situe alors dans le cas présent au sein de la haute troposphère et de la basse stratosphère. Les caractéristiques de ce nuage n'ont rien d'exceptionnel. En effet, d'après la climatologie de cirrus réalisée à l'OHP, 35 % des cirrus observés sont similaires à celui-ci avec une grande proportion de ces cirrus ayant l'altitude du sommet du nuage dans la stratosphère (Keckhut et al., 2006). Une autre étude réalisée par Sassen et Campbell [2001] à Salt Lake City ($40,45^\circ\text{N}$) avec 10 ans de mesures lidar polarisé ($0,694\text{ }\mu\text{m}$) et de radiosondages, a montré que 7,5 % des cirrus observés en janvier sont au-dessus de la tropopause et 6 % ont un sommet dont la température est inférieure à -70°C . Cependant, la formation de tels cirrus n'a pas encore été étudiée.

5.2. Modélisation du cas :

D'après le paragraphe précédent, le cirrus observé par lidar à l'OHP dans la nuit du 18 au 19 janvier 2006 est au sein de l'UTLS. Cependant, au vu des résultats du chapitre 4, les paramètres de la modélisation du champ de vapeur d'eau, notamment la durée de la simulation et l'utilisation ou non de la latitude équivalente ne doivent pas être identiques selon la zone d'intérêt (haute troposphère ou basse stratosphère). L'objectif principal de ce chapitre étant d'étudier le transport de la troposphère vers la basse stratosphère, il est important d'avoir un champ de vapeur d'eau troposphérique correctement représenté. Selon les résultats du chapitre 4, une initialisation en latitude plutôt qu'en latitude équivalente est alors préférée de même qu'une simulation de courte durée pour minimiser les effets diabatiques plus importants en troposphère qu'en stratosphère. Afin de déterminer la durée

minimale de simulation nécessaire, une simulation sur 10 jours (du 9 au 19 janvier 2006 à 0H UTC) du champ de tourbillon potentiel est d'abord réalisée avec le modèle MIMOSA. La localisation de la masse d'air contenant le cirrus au-dessus de l'OHP le 18 janvier 2006 à 18H UTC entre 328 et 355 K passe par un minimum en latitude le 15 janvier 2006 à 0H UTC variant entre 20°N et 30°N environ selon l'altitude. Le modèle est alors initialisé à cette date avec dans un premier temps un seuil de sursaturation fixé à 130 % et une vitesse de sédimentation de 4 mm/s. Cette durée de simulation est en accord avec les recommandations de Dethof et al. [2000b] qui préconisent une simulation aussi courte que possible pour pouvoir négliger les effets diabatiques mais de l'ordre de 4 à 7 jours pour ne pas omettre certains échanges troposphère-stratosphère. Dans les paragraphes suivants, l'épaisseur du cirrus fourni par le modèle sera évaluée par rapport aux observations du lidar et le contenu en vapeur d'eau du modèle sera comparé à celui fourni par un autre modèle et aux données enregistrées par l'instrument AIRS.

5.2.1. Modélisation du cirrus :

a) Position du cirrus :

Le cirrus observé à l'OHP par lidar a une forte variabilité spatio-temporelle du rapport de diffusion au vu de la figure 5.4a et se situe globalement entre 12 et 14 km en début de nuit (jusqu'à 22H18 UTC) puis entre 12 et 13,6 km en fin de nuit (après 22H18 UTC). A la pression du nuage, soit autour de 150 hPa, les vents au-dessus de la France fournis par les analyses ECMWF sont de nord-nord-ouest le 18 janvier 2006 à 18H UTC avec des intensités de l'ordre de 100 km/h. Du coup, entre le début et la fin des mesures lidar, une masse d'air d'environ 800 km de long a été observée selon un axe Gent, Belgique (51,02°N et 3,42°E) / OHP. La figure 5.4b représente le contenu en glace issu du modèle MIMOSA le 18 janvier 2006 à 18H UTC le long de cet axe sur plus de 300 km. Le contenu en glace du nuage présente également une forte variabilité avec un maximum variant d'au moins un facteur 2 de 2,4 à 5,2 mg/m³. Ces valeurs sont en accord avec les valeurs mesurées par divers instruments (Heymsfield et Platt, 1984 ; Dowling et Radke, 1990 ; Sauvage et al., 1999) qui s'échelonnent entre 0,1 et 1200 mg/m³. Comparé aux cirrus modélisés aux tropiques dans le chapitre 4 (cf. paragraphe 4.2.3), le contenu en glace observé dans ce cas là est plus faible et est cohérent avec les conclusions de Heymsfield [2003] relatant des contenus en glace 10 fois moindre entre les tropiques et les moyennes latitudes. Par ailleurs les contenus modélisés ici sont

majoritairement plus faibles que ceux mesurés par des sondes optiques embarquées à bord d'avion au-dessus de l'Europe à des altitudes plus basses (<10 km) et ainsi des températures plus élevées ($>-55^{\circ}\text{C}$) (Sauvage et al., 1999). Cette différence est en accord avec la diminution du contenu en glace avec la température montrée par Heymsfield [2003]. Outre une variabilité spatiale du contenu en glace, l'épaisseur du nuage varie également spatialement dans le modèle. Il est néanmoins difficile de comparer la variabilité du signal lidar avec la variabilité du modèle. Le modèle parvient globalement à reproduire le cirrus dans la bonne gamme d'altitude. Par contre, le modèle indique peu de contenu en glace en dessous de 12,5 km (sauf pour le profil bleu de la figure 5.4b) alors que le lidar détecte le nuage jusqu'à 12 km et en revanche, jusqu'à 14,5 km environ, le modèle indique un contenu en glace pouvant atteindre $0,3 \text{ mg/m}^3$ alors que le lidar ne détecte plus de signal du nuage au-dessus de 14 km. Le lidar est pourtant capable de détecter des contenus en glace aussi faibles que $0,2 \text{ mg/m}^3$ (Sassen et al., 1989). Il est alors probable que la vitesse de sédimentation imposée dans le modèle (4 mm/s) soit trop faible. Cette vitesse correspond à des particules de glace d'environ $5 \mu\text{m}$ de rayon effectif (Boehm et al., 1999) or des mesures effectuées par avion ont révélé un rayon effectif moyen (rayon d'une particule sphérique de même aire) de $24 \pm 2 \mu\text{m}$ (Sauvage et al., 1999) voire supérieur (Heymsfield, 2003) impliquant une vitesse de sédimentation plus élevée. L'influence de la vitesse de sédimentation sur le contenu en glace du nuage sera étudiée au paragraphe 5.3.1.

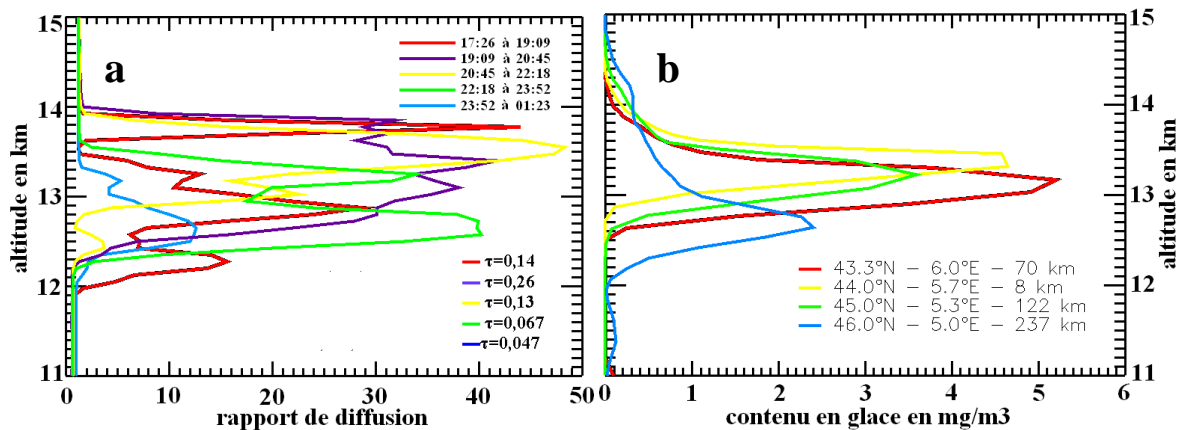


Figure 5.4 : (a) Rapport de diffusion du lidar température/aérosols de l'OHP dans la nuit du 18 au 19 janvier 2006 par tranche de 90 min environ entre 17H26 et 1H23 UTC. (b) Contenu en glace modélisé par le modèle MIMOSA le 18 janvier 2006 à 18H00 UTC à différentes localisations au-dessus de la France indiquées dans la légende et accompagnées des distances les séparant de l'OHP.

b) Origine du cirrus :

Grâce au modèle, il est possible de déterminer l'historique du nuage c'est-à-dire l'origine de sa masse d'air, la date de formation du nuage au sein de cette masse d'air et le contexte

dynamique lié à cette masse d'air. A cette fin, des rétrotrajectoires sont calculées avec le modèle MIMOSA suivant la méthode 1 (succession de simulations de 6H) exposée dans le chapitre 4 (paragraphe 4.3.1) pour les quatre points de grille entourant l'OHP le 18 janvier 2006 à 18H UTC pour les niveaux isentropes 340 K, 341 K, 342 K et 343 K situés au cœur du nuage (~13,5 km). Le tracé de ces trajectoires est visible à la figure 5.5 et leurs positions le 16 janvier 2006 à 12H UTC pour les niveaux 340 K à 342 K (~185/194 hPa) sont matérialisées par des triangles sur la figure 5.6.

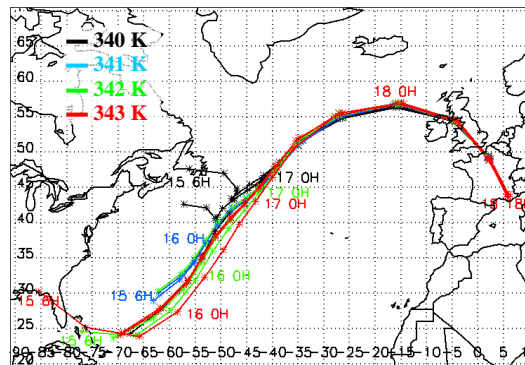


Figure 5.5 : (a) Rétrotrajectoires MIMOSA des quatre points de grille situés autour de l'OHP (43,67°N/5,67°E ; 43,67°N/6°E ; 44°N/5,67°E et 44°N/6°E) entre le 18 janvier 2006 à 18H UTC et le 15 janvier 2006 à 6H UTC pour les niveaux isentropes 340 K (noir), 341 K (bleu), 342 K (vert) et 343 K (rouge) situés au cœur du cirrus observé par lidar à l'OHP. Certaines dates ont été indiquées le long des trajectoires pour le point le plus proche de l'OHP (44°N/5,67°E).

D'après la figure 5.5, la masse d'air provient des subtropiques (24-30°N) le 15 janvier 2006 à 6H UTC. Comme le montrent les isolignes du géopotential sur la surface 200 hPa le 16 janvier 2006 à 12H UTC (figure 5.6a) obtenues à partir des analyses ECMWF à 1,125° de résolution, la masse d'air est transportée vers le nord par l'anticyclone des Açores bien marqué. Cet anticyclone transporte une masse d'air humide de la haute troposphère des subtropiques vers les moyennes latitudes comme le montre la figure 5.6b. Cette figure indique les rapports de mélange en vapeur d'eau mesurés par AIRS au-dessus de l'Atlantique nord dans la couche de pression 150-200 hPa le 16 janvier 2006 entre 6H et 18H. Pour avoir une description des caractéristiques de l'instrument AIRS et des données de vapeur d'eau se reporter au chapitre 2 (paragraphe 2.1.8). Cette masse d'air humide bloquée par le courant-jet polaire au nord, s'écoule vers l'est le long du flanc anticyclonique du courant-jet dont l'intensité est représentée à la figure 5.6c à partir du vent zonal et du vent méridien fournis par les analyses ECMWF à 200 hPa le 16 janvier 2006 à 12H UTC. Concernant plus particulièrement la présence du cirrus à l'OHP, au sein de cet anticyclone, la masse d'air humide se refroidit et la pression diminue progressivement passant à 338 K de 213,6 K et

200,6 hPa le 16 janvier à 12H (figure 5.6d) à 200,1 K et 159,8 hPa le 18 janvier 2006 à 18H. Lors de ce refroidissement, le nuage de glace se forme à partir du 15 janvier 2006 à 12H, s'étend horizontalement tout en sédimentant comme le montre la figure 5.7. Ce cirrus fait parti de la catégorie des cirrus synoptiques formés sous l'action de courant-jet (Sassen et Comstock, 2001).

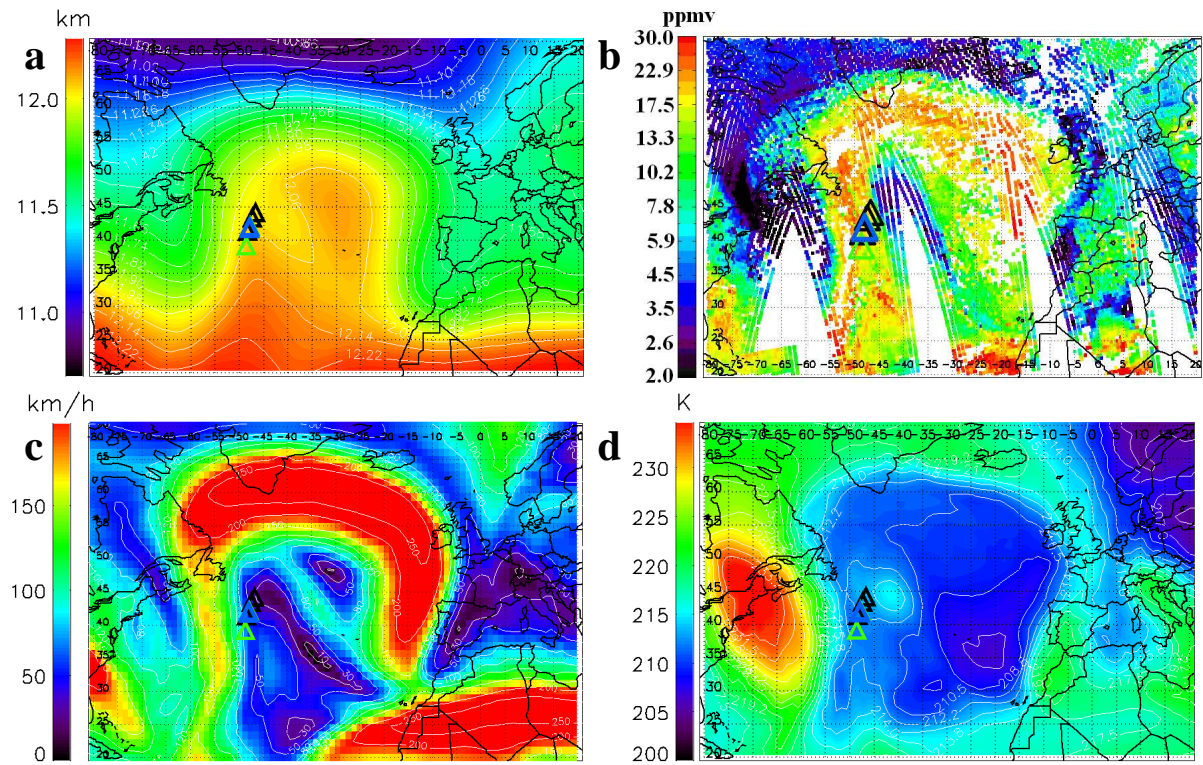


Figure 5.6 : (a) Altitude géopotentielle, (b) intensité du vent horizontal et (d) température fournies par les analyses ECMWF à 1,125° de résolution le 16 janvier 2006 à 12H UTC sur la surface isobare 200 hPa. (c) Rapports de mélange en vapeur d'eau de AIRS le 16 janvier 2006 entre 6H et 18H UTC dans la couche de pression 150-200 hPa. Les triangles indiquent la localisation des trajectoires réalisées à 340 K (noir), 341 K (bleu) et 342 K (vert) (~185/194 hPa) le 16 janvier 2006 à 12H UTC.

Ce paragraphe vient de présenter les caractéristiques dynamiques particulières qui ont permis la formation de ce cirrus avec notamment l'advection anticyclonique d'air humide des subtropiques dans une zone de faible température. La quantité de glace au sein du nuage est déterminée par la vapeur d'eau à saturation de la masse d'air dépendante de la température et de la pression mais également du contenu en vapeur d'eau disponible. Dans les paragraphes suivants, une évaluation du contenu en eau issu du modèle est alors réalisée.

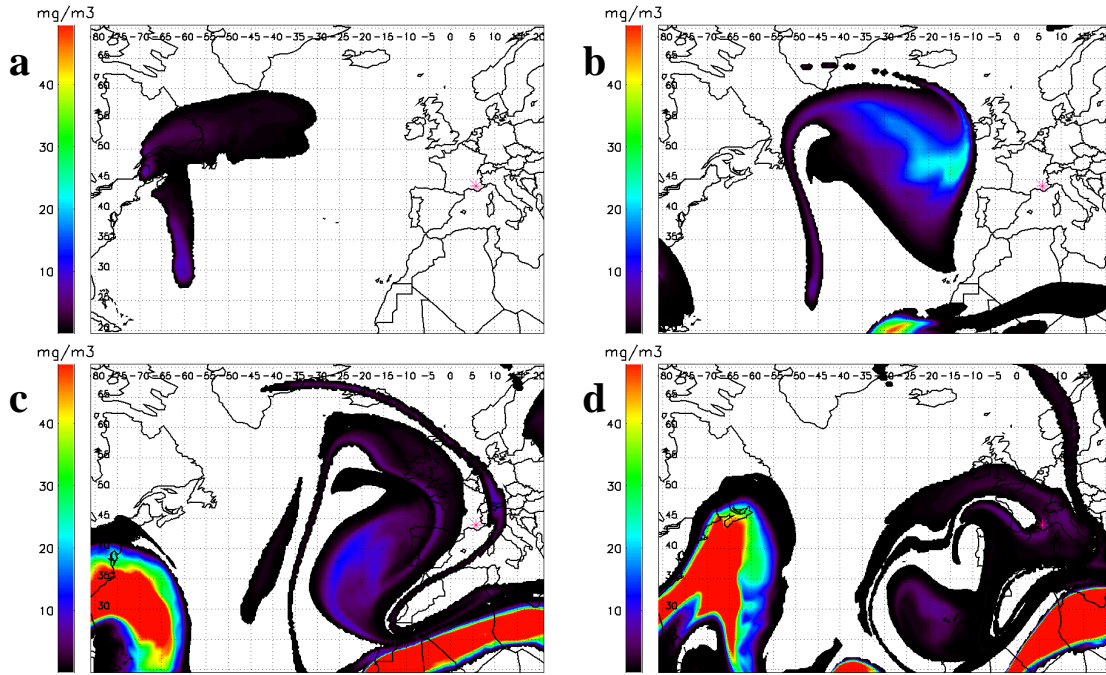


Figure 5.7 : Contenu en glace du modèle MIMOSA avec microphysique et sédimentation à 4 mm/s à 338 K le 15 à 12H (a), le 16 à 12H (b), le 17 à 18H (c) et le 18 janvier 2006 à 18 H (d). Nota : les zones en rouges au-dessus de l'Afrique contiennent jusqu'à 242 mg/m³ de glace. Les astérisques roses symbolisent la position de l'OHP.

5.2.2. Modélisation du champ de vapeur d'eau :

Afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire un champ de vapeur d'eau réaliste, les rapports de mélange simulés par le modèle avec application du schéma microphysique et de la sédimentation sont comparés aux rapports de mélange obtenus par un modèle lagrangien d'advection-condensation ainsi qu'aux mesures réalisées par l'instrument AIRS.

a) Comparaison entre modèles :

Le modèle utilisé pour la comparaison est un modèle lagrangien d'advection-condensation (surnommé MLAC par la suite). Il permet de reconstruire le champ de vapeur d'eau à un niveau de pression donné à l'aide d'un ensemble de rétrotrajectoires (Pierrehumbert, 1998 ; Pierrehumbert et Roca, 1998). Les rétrotrajectoires sont calculées à partir des champs isobares des trois composantes du vent (zonale, méridienne et verticale) fournis par les analyses (à 0H, 6H, 12H et 18H UTC) et les prévisions (à 3H, 9H, 15H et 21H UTC) ECMWF à 1,125° de résolution. Vingt-et-un niveaux isobares sont disponibles ; les niveaux 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 et 1 hPa. La trajectoire est arrêtée avant la fin de la simulation seulement si la particule atteint la couche limite planétaire

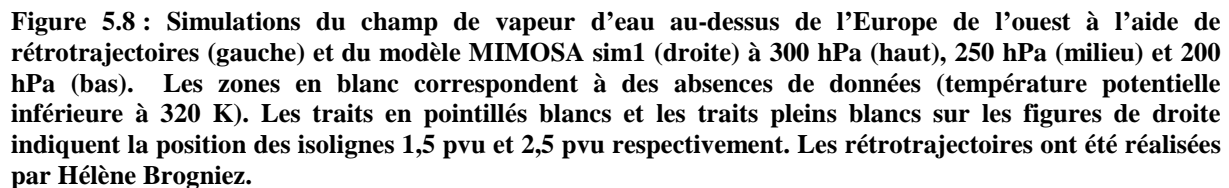
($P > 900$ hPa). En cas de convection, la trajectoire est poursuivie. La vapeur d'eau obtenue en chaque point est le minimum de vapeur d'eau à saturation rencontré par la particule le long de sa trajectoire. Lors de l'initialisation, la vapeur d'eau est fixée à sa valeur à saturation en fonction de la température et de la pression du point que celui-ci soit en troposphère ou en stratosphère. Les formules utilisées pour le calcul de la vapeur d'eau à saturation sont identiques à celles utilisées par MIMOSA (Goff Gratch, cf. paragraphe 3.2.2). Dans ce type de modèle, la vapeur d'eau condensée n'est pas redistribuée dans les couches inférieures par évaporation des cristaux qui auraient sédimenté. De même, il n'y a pas de diffusion moléculaire ou turbulente dans ce type de modèle (ni même numérique contrairement au modèle MIMOSA) qui aurait pour effet de mélanger les masses d'air voisines. Ce modèle présente principalement comme différence avec MIMOSA, la prise en compte 3D des trajectoires et ne se limite donc pas au transport isentrope. Sa principale limitation vient de la représentation du champ de vapeur d'eau dans la stratosphère qui nécessite de très long temps de simulation pour pouvoir être réaliste. Cependant ces longues simulations sont également source d'incertitudes plus grandes du fait de la précision des trajectoires.

Dans le cas présent, la reconstruction du champ de vapeur d'eau est réalisée à une résolution de $0,5^\circ$ en latitude et longitude sur 3 niveaux de pression différents : 200, 250 et 300 hPa et à partir de rétrotrajectoires sur 30 jours du 18 janvier 2006 à 18H UTC au 19 décembre 2005 à 18H UTC. Afin de mieux comparer les champs de vapeur d'eau des deux modèles, deux simulations MIMOSA différentes ont été réalisées, une première (sim1) supprimant la phase liquide et la phase glace au-dessus de la saturation dès formation pour se mettre dans des conditions semblables au modèle d'advection-condensation et une seconde (sim2) avec le schéma microphysique (condensation/évaporation/sédimentation de 4mm/s) et sans sursaturation possible. Les caractéristiques des deux modèles sont résumées dans le tableau 5.1.

Caractéristiques	Modèle d'advection-condensation	MIMOSA
Méthode	Advection 3D	Advection isentrope
Schéma	Lagrangien	Semi-lagrangien
Vapeur d'eau	Valeur à saturation minimale	Climatologie
Microphysique	Non	Possible (simple)
Sursaturation	Non	Possible (valeur fixe)
Diffusion	Non	Oui
Vents isobares ECMWF	Res. hor. : 1,125° / Res. vert. : 21 $\Delta t=3H$	Res. hor. : 1,125° / Res. vert. : 17 $\Delta t=6H$
Résolution horizontale	0,5°	~ 0,3°
Temps de simulation	30 jours	~ 4 jours

Tableau 5.1 : Récapitulatif des caractéristiques (colonne de gauche) du modèle d'advection/condensation (colonne centrale) et du modèle MIMOSA (colonne de droite).

Le champ de vapeur d'eau étant fourni par le modèle d'advection/condensation sur des surfaces isobares, les champs de vapeur d'eau MIMOSA obtenus sur les isentropes de 320 à 430 K sont interpolés linéairement sur les isobares connaissant le champ de pression issu des analyses ECMWF interpolé sur les isentropes. La figure 5.8 fournit ainsi les champs de vapeur d'eau issus des deux modèles sur les surfaces isobares 300, 250 et 200 hPa le 18 janvier 2006 à 18H UTC au-dessus de l'Europe de l'ouest.



Malgré des durées de simulation très différentes, les mêmes structures de vapeur d'eau sont observées avec les deux modèles tant au niveau des grosses structures (zone humide au-dessus de l'Afrique du nord et zones sèches sur la côte ouest africaine, à l'ouest du Portugal et sur la Finlande) que des petites structures tel que le filament d'air sec observé au-dessus de la France. Les champs du modèle d'advection/condensation sont cependant plus bruités dû à la durée de simulation importante. En revanche, de part le remaillage de sa grille, le modèle MIMOSA fournit un champ plus continu. Les seules différences de structures entre les deux modèles sont visibles à 200 hPa sur la figure 5.8. En effet, sur la côte ouest de l'Algérie, au-dessus de la Serbie-et-Montenegro et de l'Autriche (zones encerclées en rose sur la figure 5.8), des structures relativement humides (~50 ppmv) sont observées avec le modèle d'advection/condensation alors que des structures plus sèches (~10 ppmv) sont observées avec le modèle MIMOSA. D'après les isolignes de tourbillon potentiel 1,5 pvu et 2,5 pvu, ces masses d'air sont situées dans la stratosphère et du fait des mouvements majoritairement subsidents en stratosphère aux subtropiques et aux moyennes latitudes (Holton et al., 1995), ces particules ne vont jamais rencontrer une vapeur d'eau à saturation plus faible lors de leurs rétrotrajectoires qu'à l'instant initial. En effet, la température augmentant et la pression diminuant globalement avec l'altitude au sein de la stratosphère, la vapeur d'eau à saturation augmente avec l'altitude. Ainsi dans le modèle d'advection/condensation, la vapeur d'eau en stratosphère a tendance à rester à sa valeur initiale. Contrairement au modèle MIMOSA, le modèle d'advection/condensation n'est pas adapté à l'étude de la stratosphère à moins de réaliser des simulations suffisamment longues (~2 ans) pour avoir l'historique de la masse d'air stratosphérique. Pour de telles simulations, l'incertitude sur les vents ECMWF est probablement encore trop importante pour reproduire correctement les trajectoires réelles. L'absence de transport vertical (convection, effets radiatifs) dans le modèle MIMOSA ne semble pas être un obstacle à la reproduction des structures de vapeur d'eau dans la haute troposphère hivernale des moyennes latitudes.

La différence d'intensité des structures de vapeur d'eau entre les deux modèles est maintenant évaluée et indiquée pour des localisations précises dans le tableau 5.2. Cette différence est

calculée selon la formule $diff_{MIMOSA/MLAC} = \frac{(vap_{MIMOSA} - vap_{MLAC}) \times 100}{vap_{MLAC}}$ où vap représente la

vapeur d'eau minimale, maximale ou moyenne dans la zone de latitude/longitude désignée et au niveau de pression indiqué. Dans les zones sélectionnées, les valeurs médiane et moyenne sont très proches et seule la valeur moyenne est reportée dans le tableau 5.2. Globalement MIMOSA a des rapports de mélange en vapeur d'eau beaucoup plus élevés que ceux de

MLAC avec des écarts entre les deux modèles diminuant plus le niveau de pression diminue. Les écarts maximaux sont observés dans les structures sèches où les valeurs minimales dans ces structures sont de l'ordre de 10-20 ppmv pour le modèle MIMOSA alors qu'elles sont inférieures à 8 ppmv pour le modèle MLAC voire même de l'ordre de 2 ppmv pour les niveaux 250 et 300 hPa. Pour les structures humides, notamment au-dessus de l'Afrique du nord, les écarts entre les modèles sont inférieurs à 23 % et sont plus importants à 300 hPa. Les différences entre les deux modèles sont encore plus importantes si la simulation 2 de MIMOSA, c'est-à-dire avec microphysique et sédimentation, est considérée (en bleu dans le tableau 5.2). En effet, compte tenu, de la faible vitesse de sédimentation dans le modèle MIMOSA, de 4 mm/s, la glace formée à un instant donné et à un niveau isentrope donné pourra en partie s'évaporer si la masse d'air rencontre par la suite des températures plus chaudes ce qui n'est pas possible avec le modèle MLAC. Les écarts relatifs entre MIMOSA et MLAC peuvent ainsi augmenter d'un facteur 2 avec la simulation 2 comparé à la simulation 1. Afin de déterminer si des valeurs aussi élevées en vapeur d'eau sont réalistes ou non, des comparaisons avec les mesures AIRS sont également réalisées au paragraphe suivant.

Latitude (°N)	Longitude	Pression (hPa)	Zone	Type de comparaison	MLAC (ppmv)	MIMOSA (ppmv) sim1 sim2	Différence relative (%)
27-29	25°E-29°E	300	humide	moy $\pm \sigma$	522 \pm 64	641 \pm 36 753 \pm 27	+ 23 + 44
30-35	20°W-10°W	300	moyen	max	251	331 344	+ 32 + 37
35-50	20°W-10°W	300	sèche	min	2,74	20,01 20,31	+ 630 + 641
28-30	8°E-10°E	250	humide	moy $\pm \sigma$	229 \pm 13	228 \pm 11 236 \pm 11	- 0,4 + 3
52-55	5°W-0,5°W	250	moyen	moy $\pm \sigma$	61 \pm 8	69 \pm 3 72 \pm 3	+ 13 + 18
43-47	2°E-8°E	250	sèche	min	1,62	12,73 12,91	+ 686 + 697
31-33	15°E-20°E	200	humide	moy $\pm \sigma$	56 \pm 2	59 \pm 2 62 \pm 2	+ 5 + 11
30-32	20°W-18°W	200	moyen	moy $\pm \sigma$	19 \pm 1	27 \pm 3 34 \pm 1	+ 42 + 79
53-55	10°W-0°	200	mi-sèche	moy $\pm \sigma$	17 \pm 1	18 \pm 1 19 \pm 1	+ 6 + 12
43-45	2°E-8°E	200	sèche	min	7,11	11,82 11,78	+ 66 + 66
19,5-69	20,3°W-29°E	200	globale	moy $\pm \sigma$	24 \pm 18	28 \pm 22 33 \pm 21	+ 17 + 37,5

Tableau 5.2 : Différences de rapports de mélange en vapeur d'eau entre les deux modèles MLAC et MIMOSA pour différents niveaux de pression et différentes localisations.

b) Comparaison avec AIRS :

Une description des caractéristiques de l'instrument AIRS et des données de vapeur d'eau a déjà été réalisée au chapitre 2 (paragraphe 2.1.8). Pour cette comparaison, les données vapeur d'eau d'AIRS disponibles le 19 janvier 2006 entre 0H et 6H UTC ont été sélectionnées et comparées aux données MIMOSA à 0H UTC. Il est alors probable de noter un léger décalage dans la position des structures de vapeur d'eau dû au décalage temporel (inférieur à 6 heures et plus important à l'ouest qu'à l'est) entre les observations de AIRS et la simulation de MIMOSA. Pour cette comparaison, la simulation a été réalisée avec le schéma microphysique et un seuil de sursaturation de 130 % ainsi qu'avec la sédimentation des particules de glace à 4 mm/s. Compte tenu du fait qu'AIRS fournit des rapports de mélange en vapeur d'eau moyennés sur des couches de pression, les rapports de mélange en vapeur d'eau simulés par le modèle sur les niveaux isentropes dont les pressions sont comprises dans ces couches de pression ont été moyennés. Les résultats sont présentés sous forme de cartes centrées sur l'océan Atlantique nord à la figure 5.9 pour trois couches de pression différentes : 150-200 hPa, 200-250 hPa et 250-300 hPa. Même si les données AIRS sont disponibles jusqu'à 50 hPa et que la version v5 utilisée ici est meilleure que les versions précédentes (Gettelman et al., 2004), la précision des données, comme il a été mis en évidence au chapitre 2 (paragraphe 2.2.2f), diminue pour les pressions inférieures à 100-150 hPa les rendant non fiables.

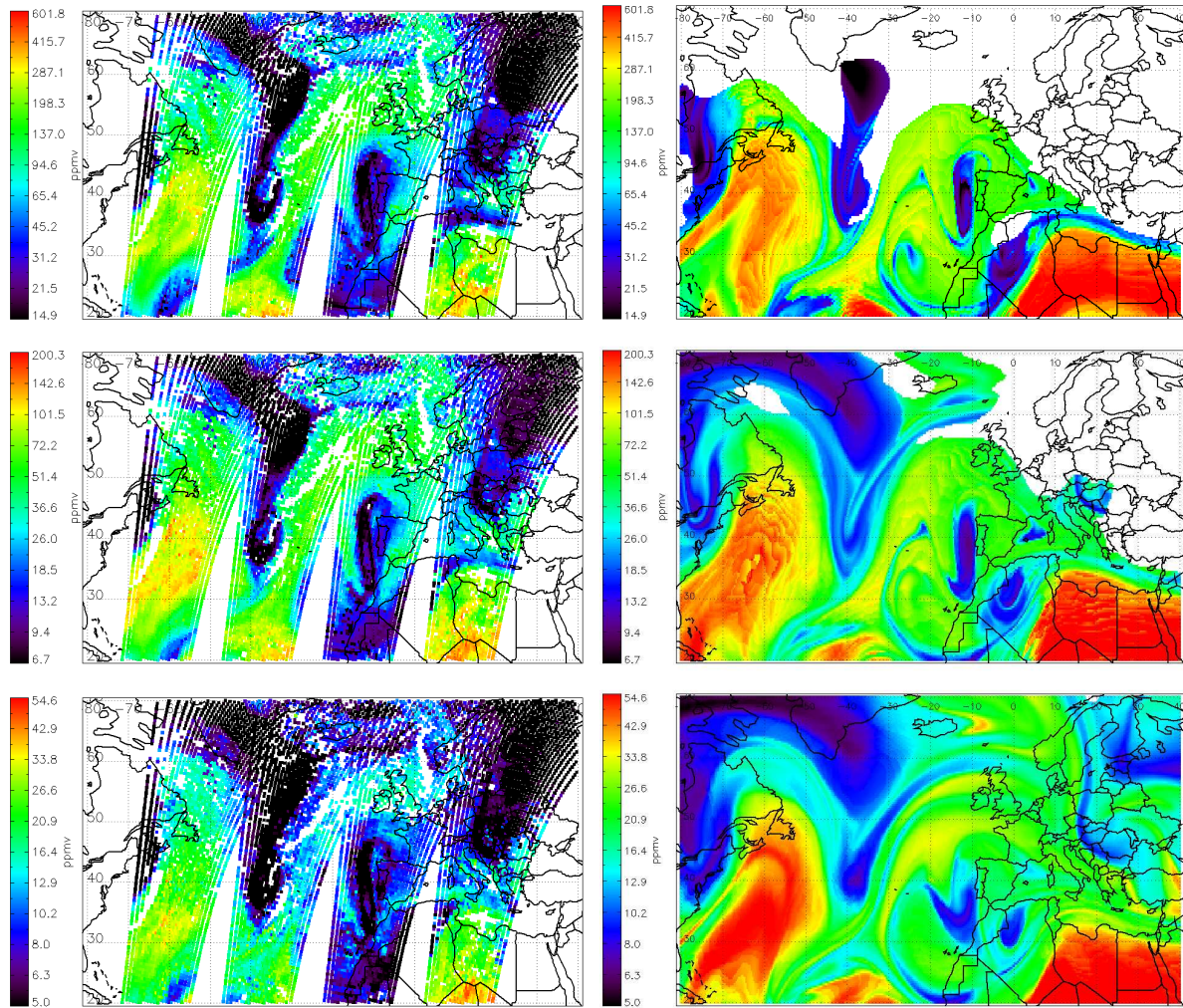


Figure 5.9 : Rapports de mélange en vapeur d'eau AIRS (gauche) mesurés le 19 janvier 2006 entre 0H et 6H UTC et MIMOSA (droite) simulés le 19 janvier 2006 à 0H UTC pour les couches de pression 250-300 hPa (haut), 200-250 hPa (milieu) et 150-200 hPa (bas).

Tout comme dans la comparaison précédente entre modèles, MIMOSA est capable de reproduire les structures de vapeur d'eau observées par AIRS. Ainsi dans les données AIRS comme dans le modèle, pour les différentes couches de pression, des zones sèches sont observées à l'ouest du Portugal, au sud-est du Groenland, sur la côte ouest de l'Algérie et des zones humides sont observées sur l'Afrique du nord et sur l'Atlantique ouest. Cependant, comme dans la comparaison entre les deux modèles, MIMOSA donne des rapports de mélange en vapeur d'eau plus importants qu'AIRS. Les valeurs numériques de ces différences sont fournies dans le tableau 5.3 et sont calculées de la manière suivante :

$$diff_{MIMOSA / AIRS} = \frac{(vap_{MIMOSA} - vap_{AIRS}) \times 100}{vap_{AIRS}}.$$

Latitude (°N)	Longitude	Pression (hPa)	Zone	Type de comparaison	AIRS (ppmv)	MIMOSA (ppmv)	Différence relative (%)
20-30	8°E-20°E	250-300	humide	max moy $\pm \sigma$	504 247 \pm 85	767 559 \pm 102	+ 52 + 126
48-52	22°W-18°W	250-300	moyen	moy $\pm \sigma$	172 \pm 26	241 \pm 13	+ 40
50-60	40°W-27°W	250-300	sèche	min	5,2	13,1	+ 153
20-30	5°E-16°E	200-250	humide	max moy $\pm \sigma$	172 101 \pm 26	296 191 \pm 59	+ 72 + 89
30-45	70°W-50°W	200-250	humide	max moy $\pm \sigma$	156 94 \pm 28	216 128 \pm 30	+ 38 + 36
48-50	10°W-5°W	200-250	moyen	moy $\pm \sigma$	33 \pm 8	59 \pm 7	+ 79
60-70	80°W-20°W	200-250	sèche	min	3,1	7,9	+ 155
20-25	10°E-20°E	150-200	humide	max moy $\pm \sigma$	49 36 \pm 7	75 64 \pm 5	+ 53 + 78
30-35	65°W-55°W	150-200	humide	max moy $\pm \sigma$	41 31 \pm 3	58 54 \pm 2	+ 41 + 74
55-56	10°W-0°	150-200	moyen	moy $\pm \sigma$	16 \pm 1	27 \pm 2	+ 69
32-45	42°W-30°W	150-200	sèche	min	0,5	7,0	+ 1232

Tableau 5.3 : Différences de rapports de mélange en vapeur d'eau entre MIMOSA et AIRS pour différentes couches de pression et différentes localisations.

Dans les zones humides, la différence est supérieure à la différence relevée entre les deux modèles et ne varie globalement pas avec l'altitude. Cette différence fluctue autour de 65 % pour les rapports de mélange supérieurs à 20 ppmv dans le modèle. Pour les rapports de mélange inférieurs à 20 ppmv, dans les zones sèches, la différence dépasse les 150 %. De telles différences sont conséquentes. Une part de ces différences peut provenir du calcul des rapports de mélange moyens par couche de pression. Même si les données AIRS sont censées être des rapports de mélange moyens par couche de pression, le poids affecté à chaque altitude au sein de la couche de pression n'est pas le même. Les fonctions de poids AIRS de chaque couche de pression sont de type trapézoïdal mais ne sont pas fournies dans les produits. Ainsi pour une couche de pression donnée, plus de poids est donné aux altitudes centrales de la couche dans le cas d'AIRS alors qu'un poids constant est appliqué sur toute la couche dans le cas de MIMOSA. Au final, le poids plus fort donné par MIMOSA comparé à AIRS aux rapports de mélange élevés des plus basses pressions aura pour effet de surestimer la valeur MIMOSA moyennée sur la couche de pression comme on peut le voir par un exemple sur la figure 5.10 pour la couche de pression 200-250 hPa. En revanche, cette seule différence de calcul ne peut être qu'en partie responsable de l'écart de 65 % présent entre AIRS et MIMOSA. De plus, d'après le chapitre 2, même si des écarts importants peuvent

exister entre les rapports de mélange mesurés par différents instruments, AIRS fait déjà parti des instruments fournissant les rapports de mélange les plus élevés en haute troposphère tropicale durant l'été et l'automne de l'hémisphère sud. Il est néanmoins possible que cette tendance aux forts rapports de mélange dans les données vapeur d'eau d'AIRS varie en fonction de la latitude et de la saison. Dans les cas de la campagne HIBISCUS étudiés au chapitre 4, le modèle ne présentait pas de biais humide comparé à μ SDLA au moins en dessous de 15 km et ne présageait pas d'un tel biais humide. Dans l'avenir, il sera donc nécessaire d'évaluer plus précisément la qualité des données vapeur d'eau issues du modèle et ainsi la climatologie fournie en entrée du modèle avec des données in-situ ballons (hygromètre à point de congélation, spectromètre à diode laser) et avions (MOZAIC). En attendant, il sera nécessaire de tenir compte du biais humide de MIMOSA lors de la quantification du transport de vapeur d'eau de la haute troposphère subtropicale vers la basse stratosphère des moyennes latitudes.

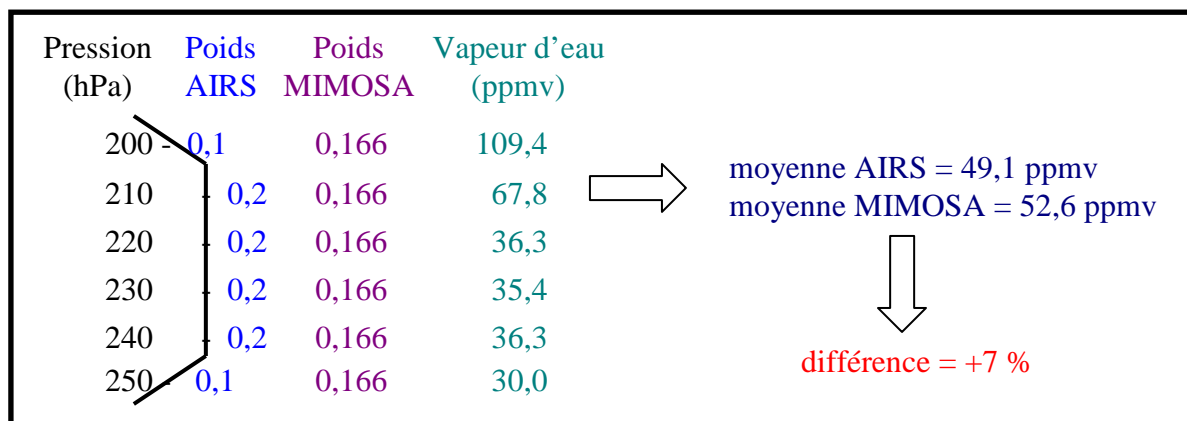


Figure 5.10 : Schéma illustrant les différences de rapports de mélange possibles entre AIRS et MIMOSA du fait du type de moyenne réalisée pour la couche de pression 200-250 hPa. Les poids AIRS ont été choisis arbitrairement avec pour seul critère de correspondre à une fonction trapézoïdale.

5.3. Variation des caractéristiques du nuage en fonction des paramètres du modèle :

Après avoir globalement évalué l'altitude du cirrus observé à l'OHP dans le modèle MIMOSA et le champ de vapeur d'eau fourni par ce dernier par comparaison avec les données AIRS, des tests de sensibilité sur les paramètres du modèle vont être réalisés. Notamment les influences de la vitesse de sédimentation et du seuil de sursaturation fixés dans le modèle seront étudiées dans cette section.

5.3.1. Influence de la vitesse de sédimentation :

Le paragraphe 5.2.1 a montré la capacité du modèle MIMOSA à reproduire le cirrus observé à l'OHP dans la nuit du 18 au 19 janvier 2006 avec éventuellement un léger décalage vers les hautes altitudes inférieur à 500 m (figure 5.4) laissant supposer une vitesse de sédimentation trop faible dans le modèle. Par ailleurs, en plus du cirrus localisé autour de 13 km d'altitude (nommé par la suite A), le modèle MIMOSA indique la présence d'un cirrus en dessous de 11 km (figure 5.11a) avec un contenu en glace maximal autour de 9 km dépassant les 200 mg/m³ (nommé B par la suite). Si un tel cirrus avait existé dans la réalité, le profil lidar (figure 5.1) en porterait la signature voire il aurait même été impossible d'observer le cirrus A par lidar si le cirrus B avait été optiquement assez épais. Du coup, le cirrus B présent à tort dans le modèle peut avoir deux origines :

- soit la température (pression) du modèle sur les isentropes situées dans cette gamme d'altitude est inférieure (supérieure) à la température (pression) réelle permettant ainsi la formation du cirrus.
- soit la vitesse de sédimentation dans le modèle est trop faible ne permettant pas la sédimentation des cristaux de glace à des altitudes inférieures sous-saturées qui provoqueraient l'évaporation du nuage.

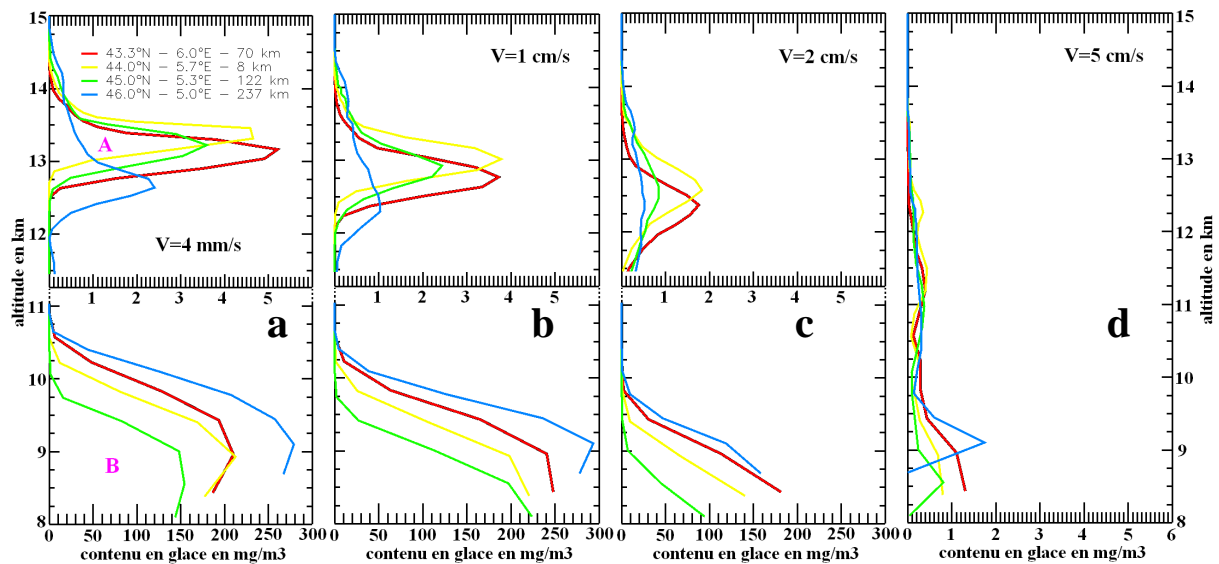


Figure 5.11 : Contenu en glace modélisé par le modèle MIMOSA le 18 janvier 2006 à 18H00 UTC entre 8 et 15 km d'altitude pour différentes vitesses de sédimentation : (a) 4 mm/s, (b) 1 cm/s, (c) 2 cm/s et (d) 5 cm/s. Les localisations des différents profils sont indiquées dans la légende accompagnées des distances les séparant de l'OHP. Pour les figures (a), (b) et (c), les unités du contenu en glace pour les altitudes de 8 à 11 km sont indiquées en bas des figures et celles pour les altitudes de 11,5 à 15 km sont indiquées au milieu des figures.

Dans les paragraphes suivants, les deux hypothèses vont être testées.

a) Vérification de la température et de la pression du modèle :

Afin de tester la première hypothèse, il est important de connaître à quel instant le cirrus B s'est formé dans le modèle et quelle a été sa trajectoire pour remonter aux historiques des pressions et températures le long de cette trajectoire. La méthode 1 (succession de simulations de 6H), exposée dans le chapitre 4 (paragraphe 4.3.1) est alors utilisée pour reconstruire les rétrotrajectoires des quatre points de grille entourant l'OHP à 321 et 322 K (altitudes du contenu en glace maximal) le 18 janvier 2006 à 18H UTC à l'aide du modèle MIMOSA. D'après ces rétrotrajectoires (figure 5.12a), le cirrus a commencé à se former environ 42 heures avant soit le 17 janvier 2006 à 0H UTC sous l'effet de la diminution de température non compensée par la diminution de pression dans le même temps. Puis la température a commencé à remonter ainsi que la pression à partir du 18 janvier 2006 à 12H UTC diminuant la quantité de glace présente dans le cirrus B. Dans le cas du cirrus A, formée seulement 12 à 18 heures avant l'observation également par diminution de température et de pression, la température et la pression se stabilisent aux alentours du 18 janvier 2006 à 18H UTC. L'hypothèse d'une trop longue constante d'évaporation a donc aussi été étudiée pour expliquer la persistance du cirrus B mais le facteur qui limite la quantité de glace du cirrus B s'évaporant le 18 janvier 2006 entre 12H et 18H UTC est avant tout la vapeur d'eau à saturation qui reste faible ne permettant pas l'évaporation de tout le contenu en glace même si l'évaporation était instantanée. Dans ce cas là également, il est important d'avoir une température et une pression réalistes dans le modèle pour que la vapeur d'eau à saturation le soit également.

Proche de la trajectoire du cirrus B, cinq stations météorologiques effectuant des radiosondages réguliers sont présentes (tableau 5.4).

Station, Pays	Coordonnées	Couleur
Nottingham, Angleterre	53,00°N & 1,25°W	noir
Herstomonceux, Angleterre	50,90°N & 0,32°E	rouge
Trappes, France	48,77°N & 2,02°E	bleu
Lyon, France	45,73°N & 5,08°E	vert
Nîmes, France	43,87°N & 4,40°E	jaune

Tableau 5.4 : Coordonnées des cinq stations météorologiques proches de la trajectoire de la masse d'air contenant le cirrus B avec indication des couleurs qui leur sont associées à la figure 5.12.

La comparaison entre les mesures de température et de pression des radiosondages et celles des analyses ECMWF interpolées à la résolution verticale et horizontale du modèle MIMOSA est alors réalisée pour le 18 janvier 2006 à 12H UTC. Les profils de température sont ainsi tracés sur la figure 5.12b et les différences en température et en pression entre les analyses et les mesures sont respectivement tracées sur les figures 5.12c et 5.12d entre 8 et 19 km. A l'altitude du cirrus B, c'est-à-dire entre 8 et 11 km, à l'exception du profil de Lyon, la différence moyenne en température est de $-0,06 \pm 0,34$ K et la différence moyenne en pression de $-0,42 \pm 0,16$ hPa. Ces différences ne peuvent pas expliquer la présence du cirrus B dans le modèle et son absence dans la réalité. En revanche, le profil de Lyon indique dans cette zone une température moyenne supérieure de $3,06 \pm 0,37$ K (figure 5.12c) et une pression moyenne supérieure de $1,54 \pm 0,38$ hPa (figure 5.12d) à celles du modèle.

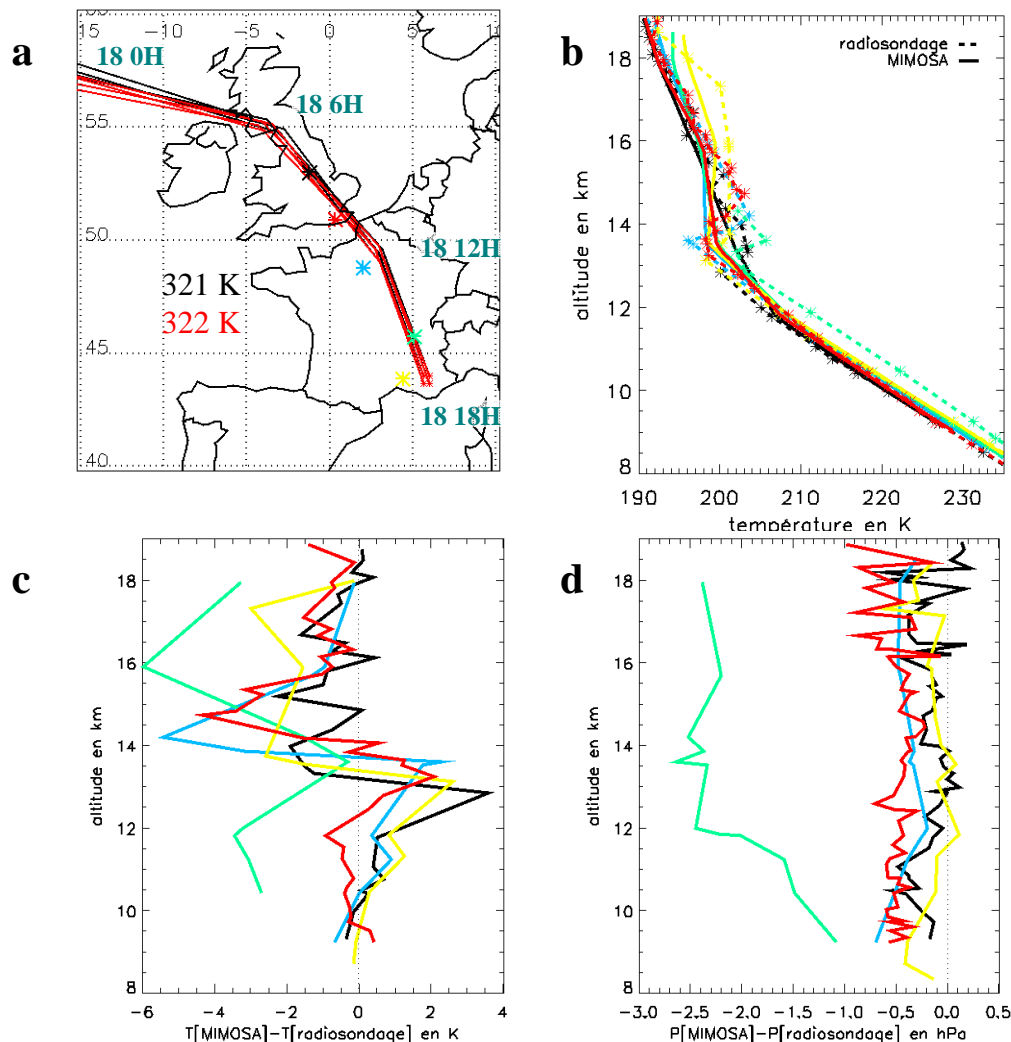


Figure 5.12 : (a) Rétrotrajectoires des particules issues du cirrus B à 321 K (noire) et 322 K (rouge) réalisées avec le modèle MIMOSA. Les croix indiquent les stations réalisant des radiosondages pression et température (cf. tableau 5.4 pour l'explication des couleurs). (b) Températures, (c) différences en température et (d) différences en pression entre les analyses ECMWF (interpolées à la résolution du modèle MIMOSA) et les données des radiosondages. Le point de grille le plus proche de chaque radiosondage a été sélectionné et dans tous les cas la distance entre les deux est inférieure à 16 km.

D'après la figure 5.13 qui présente les trois radiosondages effectués par la station automatique de Lyon entre le 18 et le 19 janvier 2006 à 0H UTC, le radiosondage du 18 janvier à 12H UTC ne semble pas aberrant. En effet, vers 150 hPa, la température reste constante au cours du temps ($\sim -68^{\circ}\text{C}$) avec une fluctuation de l'altitude de l'isobare de 180 m. En revanche, vers 850 hPa, la température diminue de 0°C le 18 à 0H UTC à -2.0°C le 18 à 12H UTC pour remonter à -1°C le 19 à 0H UTC avec l'altitude de ce niveau isobare augmentant de 61 m sur les 24 heures. Les plus grandes différences en température entre ces 3 dates sont situées entre 700 et 170 hPa. En dessous de 400 hPa, un changement dans le sens du vent et un renforcement de celui-ci entre le 18 à 0H UTC et le 18 à 12H UTC pourraient être à l'origine de ce brusque changement de température. Il n'est pas exclu que le profil enregistré par la station de Lyon le 18 janvier 2006 à 12H UTC soit réaliste d'autant que les images METEOSAT-7 du canal infrarouge ($10,6\text{-}12,5\text{ }\mu\text{m}$) indiquent une disparition progressive du nuage au-dessus de la France entre le 18 janvier 2006 0H et 18H UTC confirmant la possibilité d'une région plus chaude relativement peu étendue (figure 5.14).

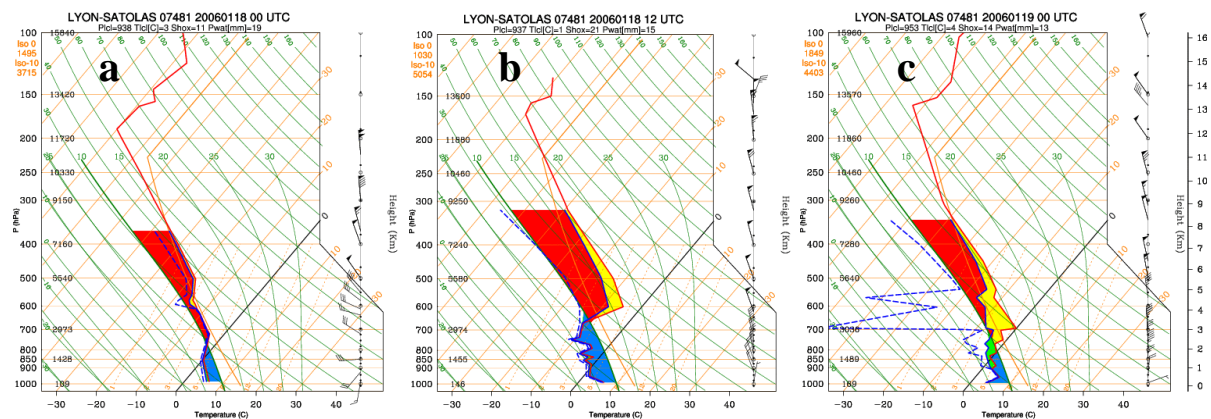


Figure 5.13 : Radiosondages réalisés à Lyon le 18 janvier 2006 à 0H UCT (a) et 12H UTC (b) et le 19 janvier 2006 à 0H UTC (c). La courbe rouge représente le profil de température. Les pressions sont indiquées sur l'échelle de gauche et les vents sur la droite de chaque graphique. Source : <http://meteocentre.com/upper/france.html>.

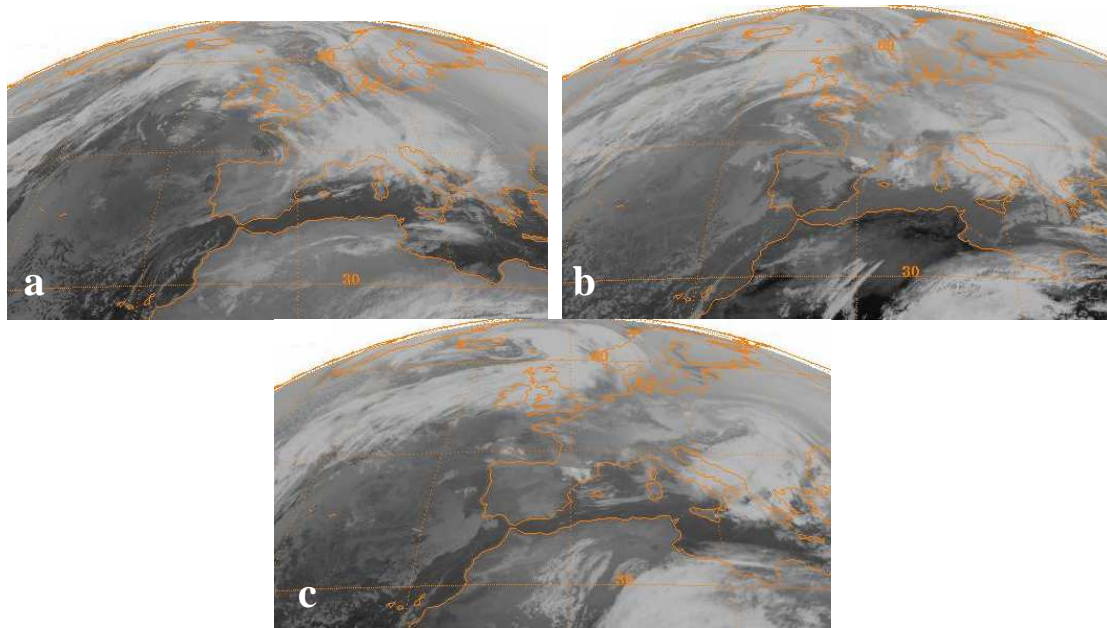


Figure 5.14 : Images METEOSAT-7 du canal infrarouge (10,6-12,5 μm) centrées sur la France le 17 janvier 2006 à 23H30 UTC (a) et le 18 janvier 2006 à 11H30 UTC (b) et 17H30 UTC (c). Source : <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/>.

Le cirrus B contient environ 220 mg/m^3 de glace (figure 5.11a) soit environ 64 ppmv équivalent vapeur d'eau vu que la pression du nuage est d'environ 310 hPa et la température d'environ 230 K. Une différence d'environ 3 K suffit comme le montre le tableau 5.5 à faire varier la vapeur d'eau à saturation de plus de 100 ppmv mais compte tenu de la constante d'évaporation ($\sim 24\text{H}$), seulement 25 ppmv peuvent s'évaporer en 6 heures. A moins que la constante d'évaporation soit surestimée d'un facteur 2 et en admettant que le profil enregistré à Lyon le 18 janvier à 12H UTC soit réaliste, la seule différence entre les champs de température et de pression réels et analysés ne peut pas expliquer entièrement la présence du cirrus B dans le modèle. Le prochain paragraphe va alors tester l'hypothèse d'une sédimentation trop faible dans le modèle.

Altitude (km)	T_r (K)	T_m (K)	P_r (hPa)	P_m (hPa)	SAT_r (ppmv)	SAT_m (ppmv)	DIFF EVAP (ppmv)
8,85	234,0	231,3	318,0	316,5	446,1	330,0	29,0
9,25	231,2	228,2	300,0	298,4	344,0	242,3	25,4
10,46	222,2	218,8	250,0	248,0	140,6	91,8	12,2

Tableau 5.5 : Température, pression, et rapport de mélange à saturation en vapeur d'eau issus du radiosondage de Lyon (indice r) et du modèle MIMOSA interpolés à la résolution du radiosondage (indice m) le 18 janvier 2006 à 12H. La dernière colonne représente la différence de rapport de mélange à saturation en vapeur d'eau entre le radiosondage et MIMOSA pouvant s'évaporer dans les 6 heures du pas de temps du modèle MIMOSA.

Il est un point important à soulever dans la comparaison des champs de température des radiosondages et du modèle. Compte tenu de la faible résolution verticale des analyses

ECMWF (17 niveaux de pression entre 500 et 1 hPa), l'interpolation de ces champs de température sur les niveaux isentropes du modèle MIMOSA conduit à ne pas reproduire la structure de température au voisinage de la tropopause visible sur la figure 5.12b avec une diminution de température vers 12-13 km suivie d'une augmentation brusque vers 14-15 km. Le modèle fournit à la place une température constante dans cette gamme d'altitude avec un biais chaud pouvant atteindre 4 K vers 12-13 km et un biais froid pouvant atteindre 6 K vers 14-15 km. Ce biais froid dans le modèle peut être responsable de la présence à tort du cirrus A au-dessus de 14 km comme indiqué sur les figures 5.4b et 5.11a. En revanche, la présence du biais chaud vers 12-14 km dans le modèle peut conduire à une sous-estimation du contenu en glace du cirrus A largement compensée par la surestimation du contenu en vapeur d'eau dans le modèle comme montré dans la section 5.2.2. Cette zone d'altitude étant de première importance pour l'étude de la haute troposphère et de la basse stratosphère, il faudra veiller à remédier ultérieurement à ce point. Notamment, il faudra regarder si les analyses ECMWF à haute résolution verticale (disponibles avec 91 niveaux verticaux actuellement) sont capables de reproduire une telle structure dans les profils de température.

b) Variation de la vitesse de sédimentation :

La seule hypothèse d'une température trop faible dans le modèle ne suffit pas à expliquer la présence du cirrus B, la deuxième hypothèse, c'est-à-dire une vitesse de sédimentation trop faible, est alors étudiée. La vitesse de sédimentation est ainsi progressivement augmentée dans le modèle, figure 5.11. A partir d'une vitesse de sédimentation de 5 cm/s, il ne reste plus que $0,8 \text{ mg/m}^3$ de glace dans le cirrus B le 18 janvier 2006 à 18H UTC et avec une vitesse de sédimentation supérieure à 9 cm/s, toute la glace a sédimenté dans les couches inférieures sous-saturées permettant l'évaporation de la glace comme le montre la figure 5.15. Cette figure présente les profils de vapeur d'eau et de vapeur d'eau à saturation acquis au-dessus de Nîmes par radiosondage le 18 janvier 2006 à 12H UTC et le 19 janvier 2006 à 0H UTC. L'humidité relative mesurée a été convertie en rapport de mélange à l'aide des données de température et de pression de la sonde. En dessous de 9,2 km, la pression étant supérieure à 300 hPa, les données d'humidité des radiosondages Väisälä sont fiables contrairement aux données à plus haute altitude où la température faible et le temps de réponse long du capteur aux faibles rapports de mélange de la haute troposphère et de la stratosphère rendent les mesures biaisées. Ainsi vers 8,5 km, la masse d'air est sous-saturée d'environ 300 à 350 ppmv

permettant largement d'évaporer totalement les particules de glace du cirrus B qui auraient sédimenté.

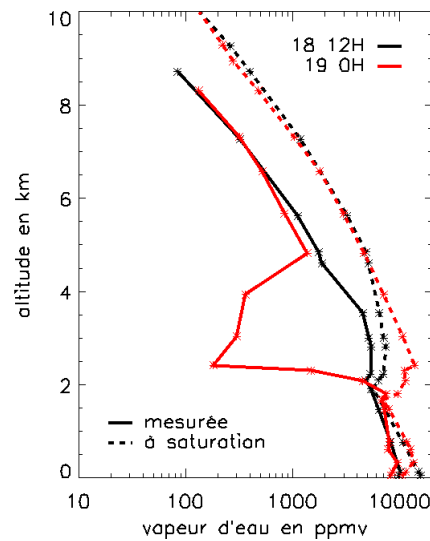


Figure 5.15 : Rapports de mélange en vapeur d'eau (trait plein) et en vapeur d'eau à saturation (tirets) calculés à partir des données des radiosondages de Nîmes entre 0 et 10 km d'altitude le 18 janvier 2006 à 12H UTC (noir) et le 19 janvier 2006 à 0H UTC (rouge). Source : base de données de radiosondages RAOB (1994-2006) : <http://raob.fsl.noaa.gov/>.

Concernant le cirrus A, une vitesse de sédimentation supérieure à 30 cm/s le fait complètement disparaître. Cependant comme le contenu en glace varie d'un facteur 25 entre le cirrus A et le cirrus B, on peut s'attendre à ce que la vitesse de sédimentation soit plus forte pour le cirrus B que pour le cirrus A. Plusieurs publications, par exemple Heymsfield et Donner [1990] et Heymsfield [2003] ont en effet montré que la vitesse de sédimentation (pondérée en masse) diminue avec la diminution du contenu en glace du nuage. Par exemple, aux moyennes latitudes, pour un contenu en glace autour de 100 mg/m^3 , la vitesse de sédimentation médiane (pondérée en masse) avoisine les 100 cm/s alors que pour un contenu en glace de 1 mg/m^3 , elle varie entre 10 et 20 cm/s (Heymsfield, 2003). Cependant les nuages étudiés dans ces publications sont des nuages plus chauds ou à plus basse altitude que le cirrus A observé à l'OHP. Par exemple les cirrus étudiés par Heymsfield [1977 et 2003] ont le sommet à une température inférieure à -65°C alors que le sommet et la base du cirrus A étudié sont respectivement à des températures de -72°C et -66°C . En fonction de la température, le nombre de particules de glace, leur forme, leur taille, et le contenu en glace vont varier et ainsi influencer la vitesse de sédimentation (Heymsfield et Iaquinta, 2000). Pour le cirrus B simulé dans MIMOSA, la température étant à 9 km vers -45°C , une vitesse de sédimentation de 9 cm/s permettant la disparition du cirrus dans le modèle serait inférieure aux mesures de vitesse médiane indiquant des valeurs comprises entre 20 et 90 cm/s pour ces températures (Heymsfield, 2003). Cette valeur serait donc une valeur minimale réaliste pour ne plus

reproduire le cirrus B dans le modèle. Pour le cirrus A en revanche, il est plus difficile de connaître l'ordre de grandeur qu'aurait dû avoir sa vitesse de sédimentation. Plus généralement, vu le manque de mesures aux moyennes latitudes à faible température, il est difficile de paramétrer une loi exprimant la vitesse de sédimentation en fonction du contenu en glace dans le modèle applicable à l'ensemble des cirrus modélisés. Pourtant, il sera nécessaire dans l'avenir d'améliorer ce point pour mieux représenter la redistribution verticale de l'eau.

5.3.2. Influence du seuil de sursaturation :

Les mesures réalisées par plusieurs instruments ont révélé la présence de sursaturation même aux moyennes latitudes. Par exemple, les mesures d'humidité, dont l'exactitude est estimée à 7 % (2σ) obtenues par un hygromètre à point de congélation pendant le projet INCA à Prestwick, en Ecosse ($55,51^\circ\text{N}$ et $4,58^\circ\text{W}$) en mars-avril 2000 ont montré des sursaturations ($\text{RH}_i > 105\%$) à l'intérieur des nuages à occurrence de 31 % pouvant atteindre 170 % (Ovarlez et al., 2002). Même en ciel clair des sursaturations jusqu'à 130 % ont été observées 9 % du temps. De même, les données MOZAIC indiquent une fréquence de sursaturation aux moyennes latitudes de $11,2 \pm 5,6\%$ à 200 hPa et de $15,2 \pm 7,0\%$ à 250 hPa avec un maximum de 33 % à 10°W de la Bretagne (Gierens et al., 2000). Outre la nécessité d'avoir des sursaturations supérieures à 30 % pour la formation des cirrus à des températures supérieures à -55°C (Heymsfield et al., 1998), Khvorostyanov et Sassen [1998] soulignent la possibilité d'une sursaturation résiduelle même après la formation des premiers cristaux de glace. Le but de ce paragraphe n'est cependant pas de déterminer la sursaturation nécessaire à la formation des cirrus mais de tester au final l'importance de la sursaturation sur le contenu en glace du modèle et la surface des cirrus formés jouant un rôle sur l'équilibre radiatif de l'atmosphère (Sassen et Comstock, 2001).

Trois seuils de (sur)-saturation ont été testés dans le modèle : 100, 130 et 150 %. La figure 5.16 montre le contenu en glace du cirrus A à 338 K le 16 janvier 2006 à 12H UTC soit 24 heures après le début de la formation du nuage pour les 3 seuils de sursaturation en absence de sédimentation. La date du 16 janvier 2006 à 12H UTC a été préférée à la date d'observation du cirrus à l'OHP (le 18 janvier 2006 à 18H UTC) compte tenu de la facilité à différencier avec précision les contours du cirrus (cf. figure 5.7). Le contour fin noir sur la figure 5.16 indique la surface sélectionnée pour quantifier l'étendue du nuage. Seuls les points de grille dont le contenu en glace est supérieur à $0,001 \text{ mg/m}^3$ sont considérés comme faisant parti du

nuage. Les contenus inférieurs à $0,001 \text{ mg/m}^3$ sont écartés pouvant être dus aux arrondis du calculateur ou au remaillage de la grille toute les 6 heures qui a tendance à étendre artificiellement le nuage horizontalement. Le tableau 5.6 indique la surface du nuage et le contenu en glace intégré sur cette surface pour les trois seuils de sursaturation. Entre 100 % et 130 %, la surface du nuage décroît de 11,7 % alors que le contenu en glace intégré sur la surface ne diminue que de 9,5 %. De même entre 100 et 150 %, la surface du nuage décroît de 17,4 % et le contenu en glace intégré sur la surface de 14,8 %. L'effet de la sursaturation ne semble pas linéaire mais il faudrait tester plus de seuils pour que le résultat soit concluant. Le seuil de sursaturation joue un rôle sur les bords du nuage où les contenus en glace sont faibles mais l'extension de la couverture nuageuse peut avoir un impact sur le bilan radiatif de l'atmosphère. Le maximum en glace au sein du nuage est sensiblement le même quelque soit la sursaturation ($\sim 31 \text{ mg/m}^3$). Dans la réalité l'influence de la sursaturation sur le nuage (sa forme et son contenu en glace) est plus compliquée car elle se combine avec la sédimentation des particules de glace dans des couches parfois sous-saturées provoquant leur évaporation. Les différences peuvent ainsi être plus importantes comme le montrent deux exemples de profils sélectionnés arbitrairement au sein du nuage le 16 janvier 2006 à 12H UTC et présentés à la figure 5.17.

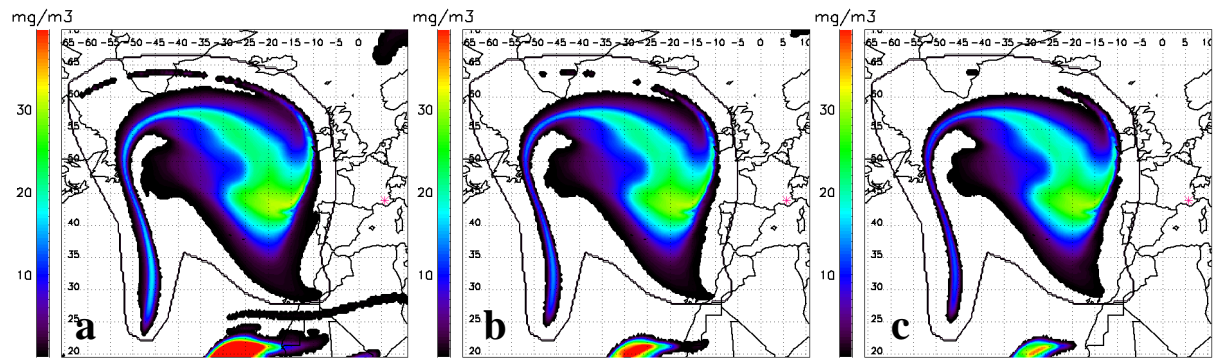


Figure 5.16 : Contenu en glace du modèle MIMOSA (sans sédimentation) en mg/m^3 à 338 K le 16 janvier 2006 à 12H UTC au-dessus de l'océan Atlantique avec un seuil de sursaturation fixé à 100 % (a), 130 % (b) et 150 % (c). Le contour fin noir est utilisé pour déterminer la surface du nuage.

Seuil de sursaturation	100 %	130 %	150 %
Surface du nuage 10^5 km^2	87,4	77,2	72,2
Contenu en glace du nuage 10^{13} g/km	7,56	6,84	6,44

Tableau 5.6 : Surface et contenu en glace du nuage à 338 K le 16 janvier 2006 à 12H UTC en fonction du seuil de sursaturation fixé.

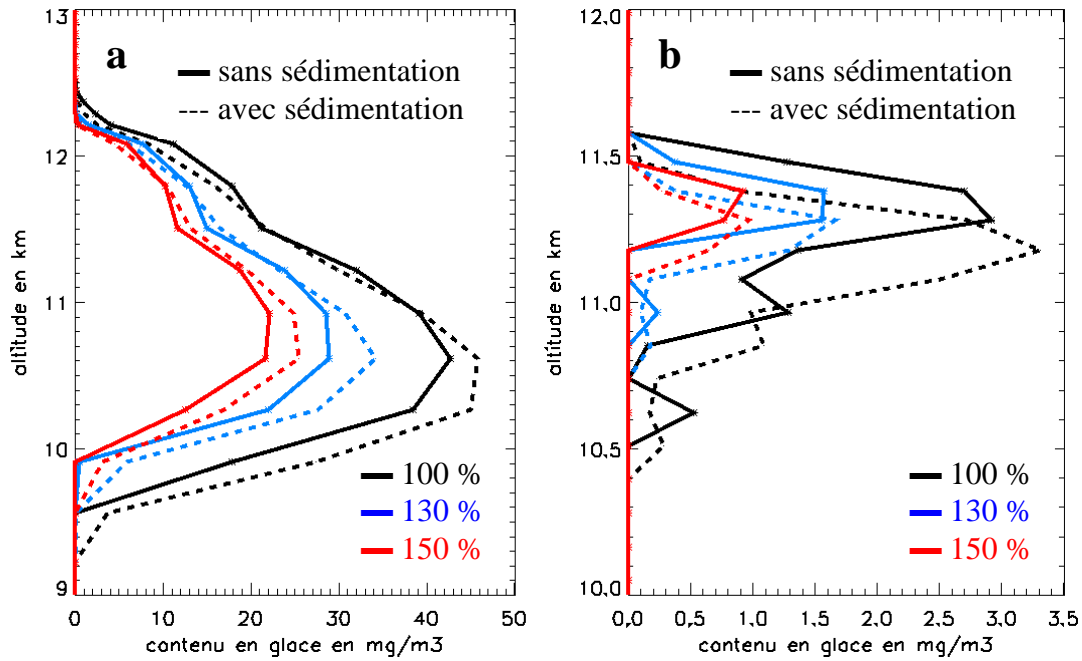


Figure 5.17 : Exemples de profils de contenu en glace obtenus avec (traits pleins) et sans (traits pointillés) sédimentation en fonction de l'altitude et du seuil de sursaturation le 16 janvier 2006 à 12H UTC. (a) 33,0°N et 47,3°W. (b) 62,3°N et 27,7°W.

Dans le cas du cirrus étudié, vu les températures extrêmement froides à l'altitude du nuage, le seuil de sursaturation n'est pas un facteur déterminant la formation du nuage dans le modèle. De plus, au regard de la figure 5.11, le seuil de sursaturation a moins d'importance sur le contenu en glace, l'altitude et l'épaisseur géométrique du nuage que la vitesse de sédimentation du nuage.

5.4. Quantification du transport de la troposphère vers la stratosphère :

La situation synoptique décrite au paragraphe 5.2.1b explique la formation d'un cirrus en haute troposphère au-dessus de la France le 18 janvier 2006 à 18H UTC au sein d'une masse d'air relativement humide provenant des subtropiques. Cette masse d'air est ensuite déformée sous l'action de gradients de vent conduisant à la formation de filaments d'air humide de faibles extensions pouvant éventuellement intégrer la basse stratosphère. Dans un premier temps, une méthode permettant de quantifier la quantité de vapeur d'eau ainsi susceptible d'intégrer la basse stratosphère sera décrite puis une étude de l'irréversibilité du transport sera réalisée avant de donner les résultats de cette quantification et les incertitudes liées à la méthode de quantification.

5.4.1. Méthode de quantification du transport de vapeur d'eau :

Le but de cette étude est de quantifier le passage de vapeur d'eau de la haute troposphère des subtropiques vers la basse stratosphère des moyennes latitudes. Il est donc nécessaire de connaître l'origine des masses d'air observées dans le modèle après plusieurs jours de simulations. A cet effet, un « témoin de mélange » a été ajouté comme traceur dans le modèle. Ce témoin est initialisé à 0 pour les points de grille dont le tourbillon potentiel est supérieur à 2,5 pvu, c'est-à-dire pour les points en stratosphère et est initialisé à 1 pour les points de grille dont le tourbillon potentiel est inférieur à 2,5 pvu, c'est-à-dire pour les points en troposphère. Compte tenu que la tropopause dynamique est située à des valeurs autour de 1,5-2,5 pvu, l'influence du choix de ce seuil sur la quantification du transport de vapeur d'eau sera étudiée au paragraphe 5.4.3. Une fois le témoin de mélange initialisé, ce paramètre est advecté comme les autres traceurs (et notamment la vapeur d'eau) dans le modèle MIMOSA sans relaxation. Les cartes isentropes de ce traceur vont ainsi permettre de déceler plus facilement les masses d'air troposphériques « piégées » au sein de la stratosphère et vice-versa et d'isoler plus précisément chaque intrusion d'air comme le montre la figure 5.18 pour le niveau 322 K. La masse d'air troposphérique humide impliquée a été entourée en rose sur la figure 5.18 six heures après l'initialisation du modèle, i.e., le 15 janvier 2006 à 6H UTC puis de nouveau le 19 janvier 2006 à 0H UTC. La partie piégée avec certitude dans la stratosphère des moyennes latitudes a été entourée en jaune sur la figure 5.18b et 5.18d. Une fraction du reste de la masse d'air en rose sur la figure 5.18b et 5.18d est également piégée en basse stratosphère, le reste revient vers les subtropiques à une longitude différente. La détermination de cette fraction sera étudiée au paragraphe 5.4.2 mais cela reste une opération délicate. Une fois estimée la masse d'air piégée dans la stratosphère des moyennes latitudes, la méthode employée au paragraphe 5.3.2 pour quantifier la surface du nuage et le contenu en glace de ce dernier est utilisée pour quantifier le transport de vapeur d'eau à ceci près que le témoin de mélange est utilisé pour déterminer l'origine troposphérique de l'air.

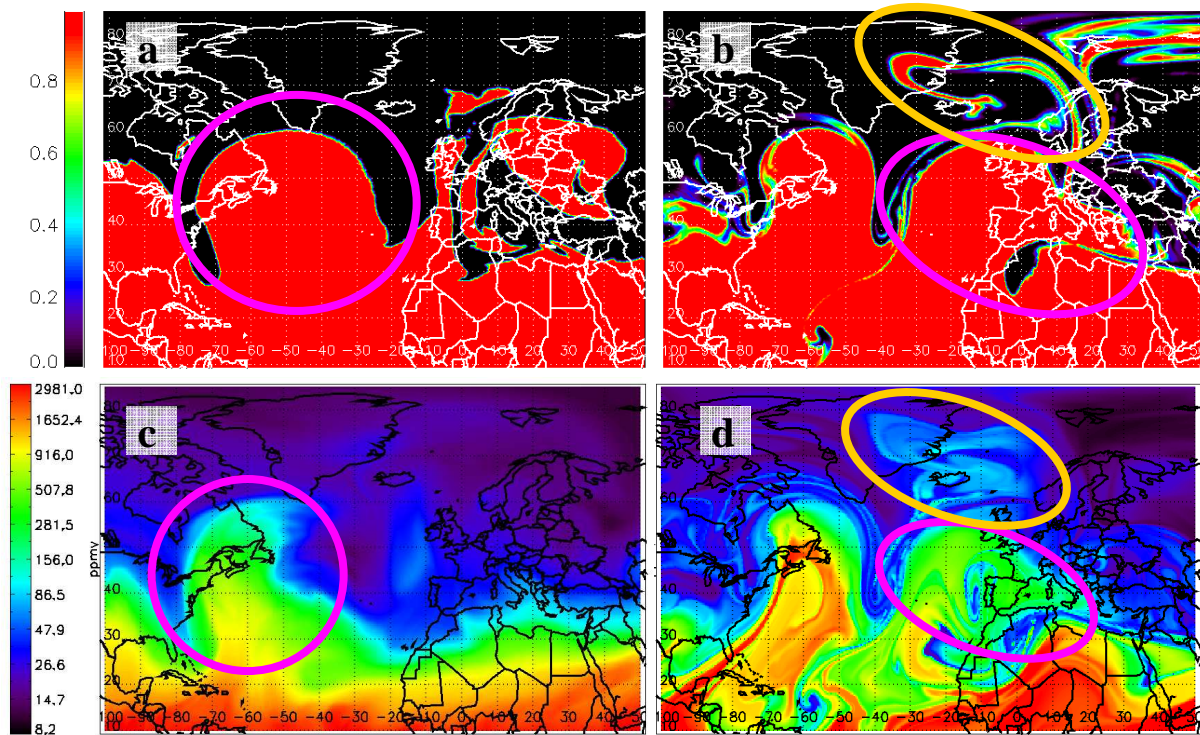


Figure 5.18 : (a et b) Valeurs du témoin de mélange et (c et d) vapeur d'eau avec microphysique et sédimentation issues du modèle MIMOSA à 322 K le 15 janvier 2006 à 6H UTC (a et c) et le 19 janvier 2006 à 0H UTC (b et d). Masse d'air humide étudiée entourée en rose et part atteignant la stratosphère des moyennes latitudes entourée en jaune.

Plus concrètement, du fait du remaillage des points de grille toutes les six heures dans le modèle, les points sur le bord de l'intrusion ont des valeurs du témoin de mélange comprises entre 0 et 1. Ces valeurs indiquent le mélange plus ou moins réaliste entre une masse d'air d'origine troposphérique et une masse d'air d'origine stratosphérique. Considérant en première approximation que le mélange s'est fait à part égale entre la masse d'air troposphérique (de témoin de mélange 1) et la masse d'air stratosphérique (de témoin de mélange 0), les points de grille dont le témoin de mélange est supérieur à 0,5 sont considérés comme troposphériques vu qu'à majorité constitués d'air troposphérique et inversement les points de grille dont le témoin de mélange est inférieur à 0,5 sont considérés comme stratosphériques vu qu'à majorité constitués d'air stratosphérique. Ainsi les contenus en vapeur d'eau de chaque point de grille issu de l'intrusion d'air troposphérique sont intégrés sur les volumes qu'ils représentent en déterminant la couche d'altitude qu'ils occupent comme dans le chapitre 3 paragraphe 3.2.3 et sommés entre eux pour estimer le contenu en vapeur d'eau issu de la troposphère des subtropiques qui passe en stratosphère. Pour les points de grille dont le témoin de mélange est strictement inférieur à 1 et supérieur à 0,5, le contenu en vapeur d'eau n'est pas directement celui issu du champ de vapeur d'eau MIMOSA. Il est calculé de la manière suivante en supposant que les valeurs du témoin de mélange

représentent la proportion d'air troposphérique contenue dans la maille même si dans la réalité le remaillage n'est pas bilinéaire pour éviter une diffusion atmosphérique non réaliste :

$$x_t = \frac{x_m - (1 - t)x_s}{t} \text{ avec :}$$

x_t le rapport de mélange en vapeur d'eau troposphérique avant diffusion utilisé pour la quantification,

x_s le rapport de mélange en vapeur d'eau stratosphérique déduit par interpolation de la climatologie créée (cf. annexe 2) en fonction de la latitude du point de grille et de sa pression,

x_m le rapport de mélange en vapeur d'eau issu du modèle MIMOSA et,

t la valeur du témoin de mélange (compris entre 0,5 et 1).

L'observation des cartes isentropes du témoin de mélange permet de déterminer l'épaisseur de l'intrusion d'air troposphérique humide. Celle-ci s'étend entre 320 K et 350 K. Il n'est cependant pas évident que tout le transport soit irréversible à ces altitudes ni que la masse d'air intègre la stratosphère. Ces hypothèses vont être étudiées dans le paragraphe suivant.

5.4.2. Réversibilité du transport :

Il est important avant toute quantification de s'assurer que la masse d'air humide intègre bien la stratosphère cela implique que le transport soit irréversible. Vu la finesse du filament entouré en jaune sur la figure 5.18b et 5.18d, il n'est pas de doute sur le fait que l'air le composant intègre la stratosphère par mélange et ainsi « érosion » progressive du filament. En revanche sur cette même figure, la masse d'air humide en rose, intègre partiellement la stratosphère alors qu'une autre part revient en troposphère. Afin d'identifier la masse d'air qui intègre la stratosphère, les champs de tourbillon potentiel sur les différentes isentropes sont reconstruits à partir des analyses ECMWF des champs isobares de vent et de température. Ces champs reconstruits diffèrent des champs MIMOSA par le fait qu'ils prennent en compte les effets diabatiques et témoignent ainsi du « rééquilibrage dynamique » de l'atmosphère une fois l'intrusion passée. Les niveaux isentropes 322 K et 344 K représentatifs de la variabilité verticale de l'intrusion troposphérique qui s'étend entre 320 et 350 K sont sélectionnés pour étudier l'irréversibilité du transport.

a) 322 K :

Le niveau isentrope 322 K est représentatif de la couche d'altitude entre 320 et 330 K environ. Dans cette couche d'altitude, deux filaments se détachent de la masse d'air troposphérique venant des subtropiques, le premier vers le 19 janvier 2006 à 0H UTC (figure 5.19, zone encerclée) et le second vers le 21 janvier 2006 à 18H UTC (figure 5.20, zone encerclée). Le reste de la masse d'air redescend légèrement vers le sud jusqu'à 35°N tout en s'étirant vers l'est. Du fait de la présence d'une nouvelle intrusion que l'on distingue sur la figure 5.19a sur la partie est du Canada qui va progressivement se mélanger à l'intrusion étudiée, cette dernière devient difficile à repérer à partir du 21 janvier 2006. La comparaison avec les champs de tourbillon potentiel ne permet pas de conclure si la masse d'air a intégré la basse stratosphère autour de 35°N vu sa position au sein de la zone de fort gradient de tourbillon potentiel indiquant la tropopause. Cette part sera donc ignorée dans la quantification de la masse d'air intégrant la basse stratosphère et seuls les deux filaments seront considérés. En effet, lorsque les filaments se forment (figures 5.19a et 5.20a), les champs de tourbillon potentiel indiquent au sein de ses filaments des valeurs troposphériques, inférieures à 1,5 ou 2,5 pvu (figures 5.19b et 5.20b). Cependant au fur et à mesure de l'érosion de ces filaments (figures 5.19c et 5.20c), le champ de tourbillon potentiel augmente et atteint des valeurs stratosphériques autour de 4 pvu (figures 5.19d et 5.20d) témoin du passage de l'air humide au sein de la basse stratosphère et de l'irréversibilité de son transport. Les deux filaments n'apportent pas la vapeur d'eau à la même latitude. Le premier, advecte de la vapeur d'eau au nord de 60°N alors que le second advecte de la vapeur d'eau vers 40-50°N. La quantification de ces deux filaments sera donc réalisée séparément.

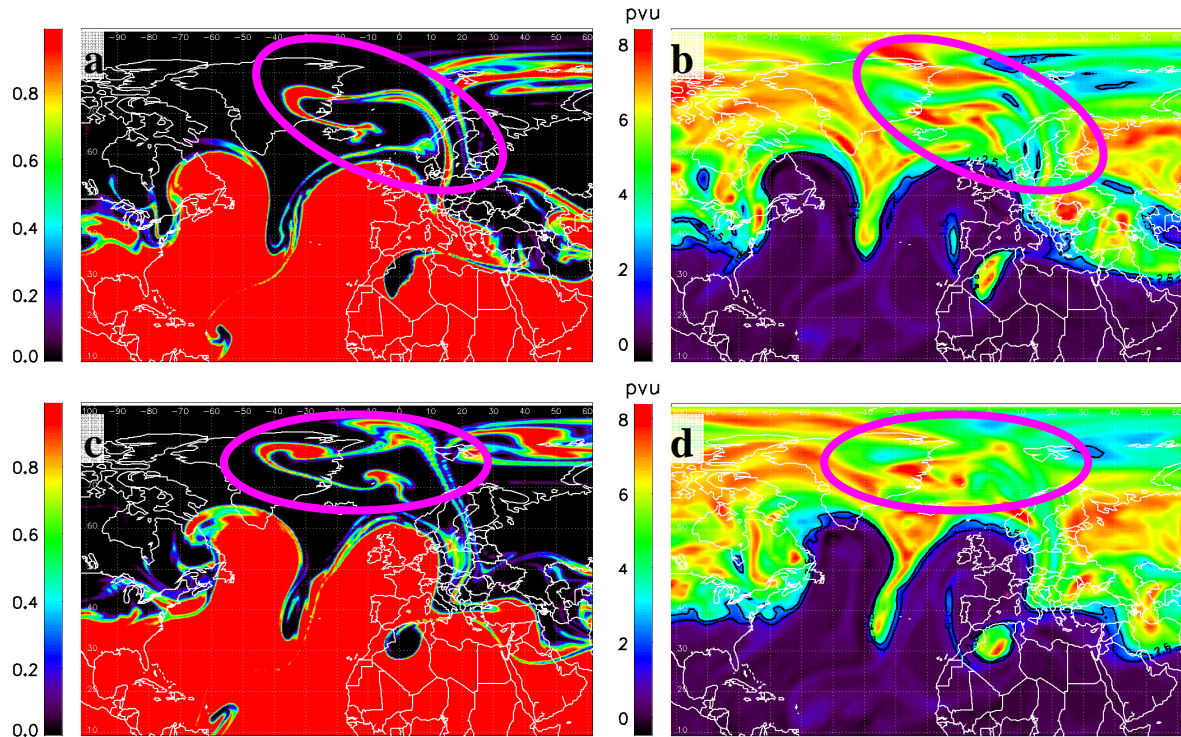


Figure 5.19 : (a) et (c) Valeurs du témoin de mélange issues du modèle MIMOSA à 322 K. (b) et (d) Tourbillon potentiel calculé à partir des analyses ECMWF sur la grille MIMOSA à 322 K. Les contours noirs indiquent les isolignes 1,5 et 2,5 pvu. (a) et (b) le 19 janvier 2006 à 0H UTC. (c) et (d) le 19 janvier 2006 à 12H UTC.

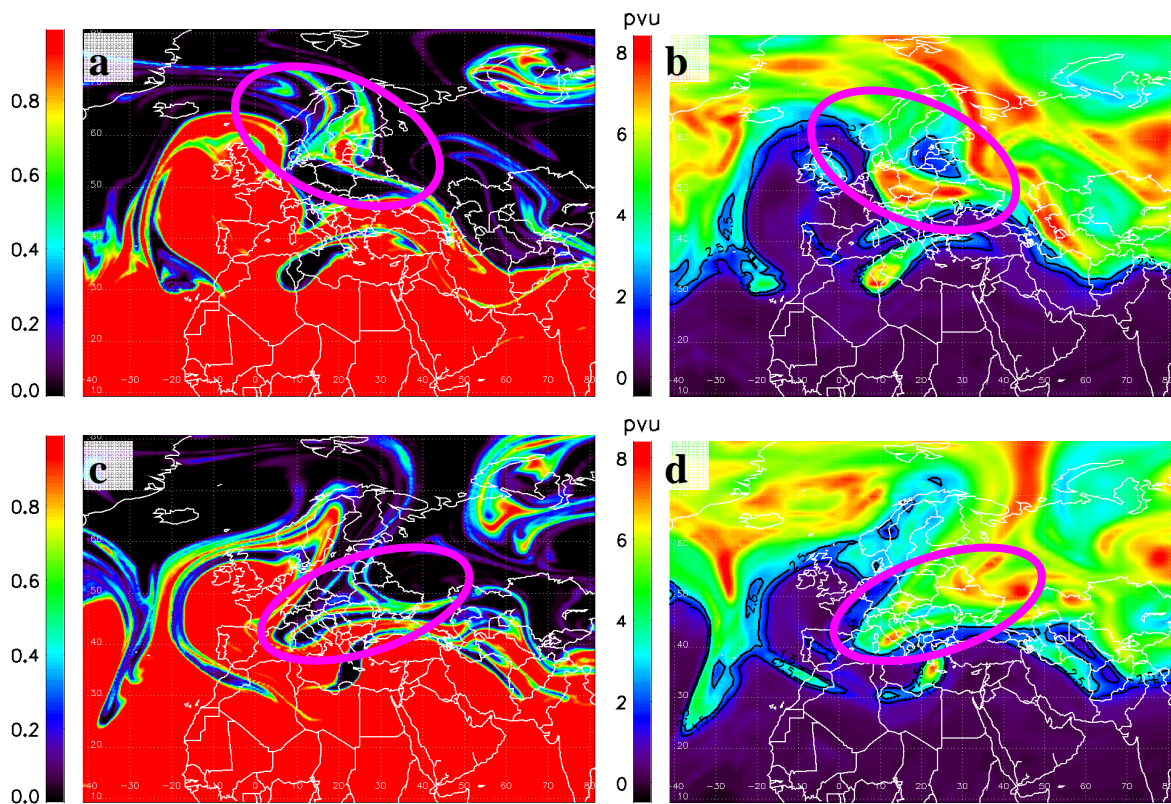


Figure 5.20 : (a) et (c) Valeurs du témoin de mélange issues du modèle MIMOSA à 322 K. (b) et (d) Tourbillon potentiel calculé à partir des analyses ECMWF sur la grille MIMOSA à 322 K. Les contours noirs indiquent les isolignes 1,5 et 2,5 pvu. (a) et (b) le 21 janvier 2006 à 18H UTC. (c) et (d) le 22 janvier 2006 à 18H UTC.

b) 344 K :

Au-dessus de 330 K environ, l'étendue horizontale de la masse d'air originaire des subtropiques est plus faible et ne se mélange pas avec d'autres intrusions arrivant de l'ouest comme c'était le cas à 322 K. Il est donc plus facile de la discerner, figure 5.21a. D'après la figure 5.21b, cette masse d'air est bien originaire de la troposphère vu ses faibles valeurs de tourbillon potentiel le 18 janvier 2006 à 18H UTC. Durant trois jours, la masse d'air s'étire vers l'est et se mélange à l'air environnant, intégrant totalement la stratosphère vers 35-40°N au vu du champ de tourbillon potentiel figure 5.21d.

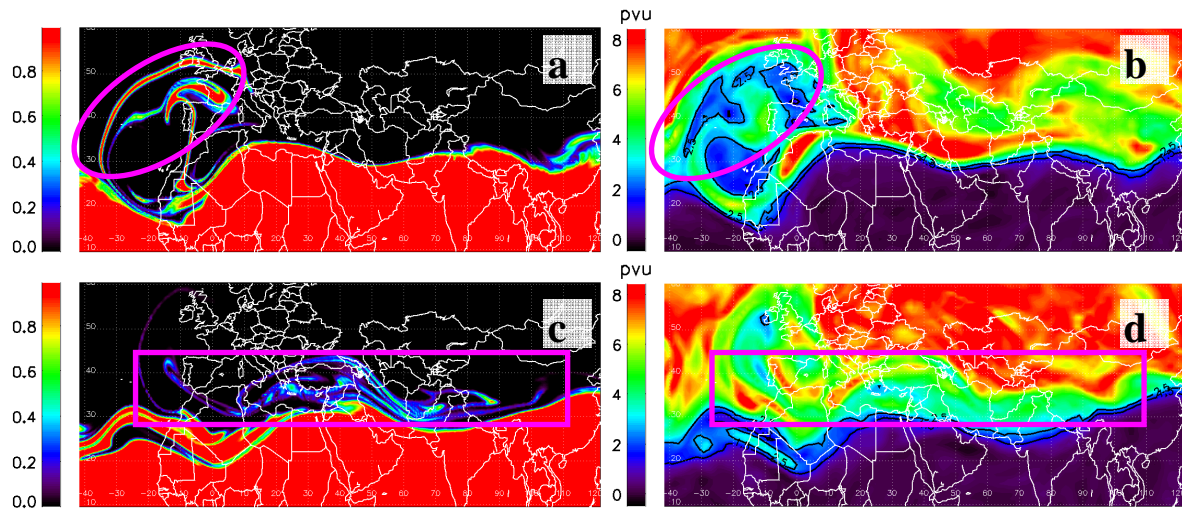


Figure 5.21 : (a) et (c) Valeurs du témoin de mélange issues du modèle MIMOSA à 344 K. (b) et (d) Tourbillon potentiel calculé à partir des analyses ECMWF sur la grille MIMOSA à 344 K. Les contours noirs indiquent les isolignes 1,5 et 2,5 pvu. (a) et (b) le 18 janvier 2006 à 18H UTC. (c) et (d) le 22 janvier 2006 à 0H UTC.

5.4.3. Résultat de la quantification :

Selon les niveaux verticaux, la masse d'air humide des subtropiques n'a pas intégré la basse stratosphère aux mêmes latitudes. Une partie de la masse d'air entre 320 et 330 K a gagné les latitudes au nord de 60°N alors que le reste de la masse d'air ainsi que l'air des niveaux 331 à 350 K a intégré plutôt la basse stratosphère entre 35 et 40°N soit seulement 15° plus au nord que sa position initiale le 15 janvier 2006 à 0H UTC. Ces constatations sont en accord avec les résultats obtenus par Dethof et al. [2000a] qui indiquent que le plus gros du mélange se fait autour de la tropopause mais que certains événements peuvent atteindre les hautes latitudes. Comme l'influence d'apport de vapeur d'eau sur la chimie de la basse stratosphère n'est pas la même selon la latitude, les deux apports sont quantifiés séparément.

a) Filament au nord de 60°N entre 320 et 330 K :

La quantification du filament de forts rapports de mélange en vapeur d'eau visible sur la figure 5.19a est réalisée le 19 janvier 2006 à 0H UTC avant que la diffusion dans le modèle soit trop importante empêchant d'utiliser la méthode de quantification décrite au paragraphe 5.4.1 (témoin de mélange inférieur à 0,5) et après que l'envergure du filament ait pu être discernée avec suffisamment de précision. Cette méthode est appliquée pour différents seuils de sursaturation (100, 130 et 150 %) et les masses résultantes sont notées respectivement M_{e100} , M_{e130} et M_{e150} . Par ailleurs, pour savoir si la masse d'air contribue réellement à apporter de la vapeur d'eau dans la basse stratosphère, pour chaque point de grille considéré dans la quantification (témoin de mélange supérieur à 0,5), le rapport de mélange en vapeur d'eau directement issu de la climatologie du mois de janvier (cf. annexe 2) interpolé à la latitude et à la pression du point de grille est calculé. A partir de ces valeurs, la masse de vapeur d'eau contenue dans le filament (notée M_{ec}) représentative de la masse moyenne qu'aurait le filament en absence d'intrusion est calculée. Au paragraphe 5.2.2, il a été montré que le modèle MIMOSA a tendance à donner de trop forts rapports de mélange en vapeur d'eau probablement dus à la climatologie utilisée lors de l'initialisation. Utiliser cette même climatologie pour quantifier la masse de vapeur d'eau qu'il y aurait en absence d'intrusion, permet en relatif de déterminer l'augmentation de masse de vapeur d'eau apportée par une telle intrusion sachant que c'est cette augmentation qui peut avoir un effet sur la chimie de la basse stratosphère. Enfin à titre indicatif, une dernière masse est calculée (notée M_{es}) qui pour chaque point de grille prend soit la quantité de vapeur d'eau modélisée avec le seuil de sursaturation fixé à 130 % soit la quantité de vapeur d'eau à saturation si cette dernière est inférieure à la première. Cela permet partiellement d'enlever la vapeur d'eau en excès dans le modèle qui aurait dû condenser et sédimenter mais cela ne tient pas compte de l'historique de la masse d'air et des saturations antérieures éventuelles à plus faibles contenus en vapeur d'eau pouvant encore entraîner une surestimation de la masse de vapeur d'eau calculée. Par exemple, au-dessus de 324 K, la masse d'air quantifiée est toujours à saturation ou au-dessus de la saturation, les valeurs calculées uniquement à partir des rapports de mélange en vapeur d'eau issus du modèle MIMOSA (M_{e100} , M_{e130} et M_{e150}) sans tenir compte de la saturation auront donc tendance à surestimer la quantité advectée en basse stratosphère.

Les résultats de ces diverses quantifications sont donnés dans le tableau 5.7 pour certains niveaux isentropes et pour l'ensemble de la couche 320-330 K (Total). Dans ce tableau figure également une quantification avec une tropopause fixée à 1,5 pvu. Dans ce cas, l'intrusion

d'air troposphérique est de moins grande ampleur tant horizontalement (figure 5.22) que verticalement et concerne ainsi uniquement les niveaux entre 320 K et 325 K. D'après la figure 5.22c présentant la vapeur d'eau advectée par le modèle MIMOSA (sans microphysique et sédimentation) le 19 janvier 2006 à 0H UTC et 322 K, il semble que la tropopause fixée à 2,5 pvu (figure 5.22a) représente mieux l'étendue horizontale de l'intrusion d'air humide que la tropopause fixée à 1,5 pvu (figure 5.22b). En effet, la présence de forts rapports de mélange au nord et à l'est de l'Islande témoigne d'une intrusion au moins aussi large que celle obtenue avec la tropopause fixée à 2,5 pvu. Une valeur de tourbillon potentiel plus élevée marquant la tropopause pourrait même être testée afin de mieux représenter l'étendue horizontale de l'intrusion d'air humide provenant des subtropiques. Entre 2,5 et 1,5 pvu, le volume et la masse d'air sec impliqués diminuent d'un facteur 5 cependant le rapport entre la masse M_{es} et M_{ec} reste du même ordre de grandeur, autour de 2,7 indiquant qu'au final le filament d'air advecté en basse stratosphère contient 2,7 fois plus de vapeur d'eau qu'à la normal. Les masses de vapeur d'eau advectées sont plus importantes pour les niveaux isentropes les plus bas avec un quart de la masse localisée sur le niveau 320 K. Malgré des mouvements, de part la circulation de Brewer-Dobson, globalement subsidents en basse stratosphère, d'environ 1 km/mois en hiver, la vapeur d'eau advectée à 320 K pourrait séjourner environ 1 ou 2 mois dans la basse stratosphère avant de regagner la haute troposphère à moins de contribuer à son tour à un échange stratosphère vers troposphère. Le seuil de sursaturation influe sur la masse d'eau advectée. Ainsi pour un seuil augmentant de 100 à 130 %, la masse de vapeur d'eau augmente de plus de 10 % et pour un seuil augmentant de 130 à 150 %, la masse de vapeur d'eau augmente de 6,4 % environ. L'ordre de grandeur du transport de vapeur d'eau varie de 8.10^5 t à 40.10^5 t selon le choix de la tropopause (1,5 ou 2,5 pvu respectivement). Si on considère que l'intrusion dure 4,5 jours du 15 janvier 2006 à 0H UTC, date à laquelle la masse d'air humide quitte les subtropiques au 19 janvier 2006 à 12H UTC, date à laquelle les analyses ECMWF ne détectent plus d'air troposphérique dans la zone d'intrusion, le flux est alors compris entre 2 et 10 t/s. Ce flux est du même ordre de grandeur que les flux estimés dans les overshoots convectifs aux tropiques qui apportent de l'air directement des basses couches de la troposphère dans la stratosphère tropicale (directement dans « l'overworld ») (Chaboureau et al., 2007). Cependant, l'étendue horizontale et la durée de ces deux phénomènes sont très différentes de même que la zone où la vapeur d'eau est injectée : le « middleworld » ($\theta < 380$ K) pour les échanges isentropes entre subtropiques et moyennes latitudes et « l'overworld » ($\theta > 380$ K) pour les échanges convectifs aux tropiques.

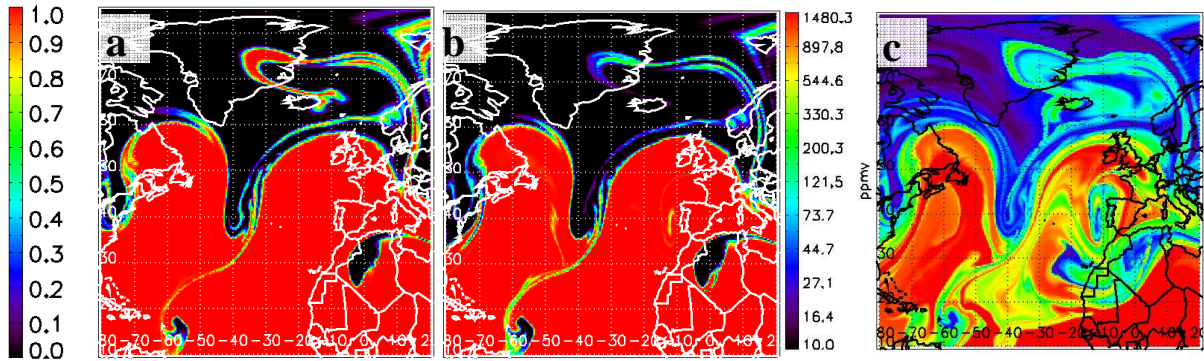


Figure 5.22 : (a) et (b) Valeurs du témoin de mélange avec tropopause fixée à 2,5 pvu (a) et à 1,5 pvu (b) et (c) vapeur d'eau uniquement advectée issues du modèle MIMOSA à 322 K le 19 janvier 2006 à 0H UTC.

b) Advection vers 35-50°N entre 320 et 350 K :

La masse d'air impliquée dans ce transport est de $25 \cdot 10^{14}$ kg. Cette valeur est dans les ordres de grandeur des deux transports isentropes similaires étudiés par O'Connor et al. [1999] à partir de détection de faibles rapports de mélange en ozone par radiosondages entre 340 et 420 K avec des masses d'air de 13 et $36 \cdot 10^{14}$ kg. Au sein de la masse d'air étudiée dans ce paragraphe, deux couches d'altitude apportant de la vapeur d'eau entre 35 et 50°N peuvent être distinguées. La première, entre 320 K et 330 K, apporte de la vapeur d'eau plutôt entre 40 et 50°N (figure 5.20) alors que la seconde, entre 331 K et 350 K apporte de la vapeur d'eau plutôt vers 35-40°N (figure 5.21). Dans la première couche, la masse de vapeur d'eau quantifiée sous-estime probablement fortement la quantité qui intègre la stratosphère comme le décrit le paragraphe 5.4.2a faute de pouvoir isoler l'intrusion et de pouvoir s'assurer de l'irréversibilité du transport. Comme dans le paragraphe précédent, les masses M_{e100} , M_{e130} , M_{e150} , M_{es} et M_{ec} sont calculées pour certains niveaux isentropes, pour les deux couches (sous-total) et pour l'ensemble des deux couches (total) et indiquées dans le tableau 5.8. Plus l'altitude augmente, plus la masse d'air impliquée est faible mais plus la différence en vapeur d'eau avec la masse présente habituellement (M_{es}/M_{ec}) est grande. En moyenne, la première couche est 1,3 fois plus humide qu'à la normale tandis que la seconde l'est 1,7 fois plus. Ces valeurs sont différentes si la tropopause est fixée à 1,5 pvu avec un rapport plus faible en basse couche mais plus élevé dans la couche supérieure par rapport à une limite à 2,5 pvu. Néanmoins, l'observation conjointe des cartes de vapeur d'eau sans microphysique et sans sédimentation et des cartes de témoin de mélange semble suggérer que la limite 2,5 pvu est plus représentative de l'extension verticale et horizontale de l'intrusion que la limite 1,5 pvu. Les valeurs qui suivent sont alors déterminées avec la limite à 2,5 pvu. Pour la première

couche, l'ordre de grandeur du transport de vapeur d'eau est de 10^6 t. Si on considère que l'intrusion dure 7,75 jours du 15 janvier 2006 à 0H UTC au 22 janvier 2006 à 18H UTC, date à laquelle les analyses ECMWF ne détectent plus d'air troposphérique dans cette zone, le flux est alors de 1,5 t/s. Pour la seconde couche en revanche, le transport de vapeur d'eau est beaucoup plus important, de l'ordre de 6.10^7 t. Si on considère que l'intrusion dure 6 jours du 15 janvier 2006 à 0H UTC au 22 janvier 2006 à 0H UTC, date à laquelle les analyses ECMWF ne détectent plus d'air troposphérique dans cette zone, le flux est alors de 115 t/s. Comparés aux flux isentropes annuels de vapeur d'eau déterminés par Dethof et al. [2000b] allant de 14.10^{11} à 21.10^{11} kg/an (soit de 44 à 67 t/s) dans l'hémisphère nord en 1997 et 1998, les flux obtenus ici sont du même ordre de grandeur voire même supérieurs du fait de la grande taille de l'intrusion sélectionnée pour cette étude. Il serait intéressant de pouvoir ramener le flux de chaque intrusion étudiée par Dethof et al. [2000b] au volume d'air mis en jeu pour pouvoir mieux comparer les résultats. Il est d'ailleurs nécessaire de noter que les rapports de mélange présents au sein de l'intrusion étudiée dans ce chapitre ne dépassent que rarement les 600 ppmv même à 320 K contrairement aux 800 ppmv (0,5 g/kg) observées fréquemment dans les intrusions liées à l'anticyclone de mousson asiatique même si cette valeur de 0,5 g/kg doit également être prise avec précaution compte tenu de la fiabilité des données ECMWF utilisées dans l'étude de Dethof et al. [1999].

Niveau (K)	320		322		325		329		Total	
Seuil de PV (pvu)	2,5	1,5	2,5	1,5	2,5	1,5	2,5	1,5	2,5	1,5
Volume d'air (10^3 km^3)	97,3	32,5	69,3	10,6	12,7	0,3	1,2	0	346,3	67,4
M_a (10^{12} kg)	38,1	12,7	26,3	3,9	4,6	0,1	0,4	0	132,1	25,8
M_{e100} (10^8 kg)	11,9	4,6	7,8	1,2	1,5	0,016	0,09	0	41,1	8,5
M_{e130} (10^8 kg)	12,8	5,1	8,6	1,4	1,7	0,018	0,10	0	45,2	9,5
M_{e150} (10^8 kg)	13,5	5,3	9,1	1,5	1,8	0,019	0,11	0	48,1	10,1
M_{es} (10^8 kg)	11,1	3,9	7,2	0,9	1,1	0,012	0,06	0	37,2	6,8
M_{ec} (10^8 kg)	4,4	1,4	2,8	0,6	0,4	0,007	0,02	0	13,9	2,5

Tableau 5.7 : Masse de vapeur d'eau (M_e) et masse d'air sec (M_a) advectées au sein de la basse stratosphère au nord de 60°N pour différents niveaux isentropes et pour l'ensemble de la couche entre 320 et 330 K (Total) le 19 janvier 2006 à 0H UTC.

Niveau (K)	320		322		329		Sous-total	336		344		Sous-total	Total
Date et heure UTC	21/01/06 18H							19/01/06 0H		18/01/06 0H		17/01/06 12H – 19/01/06 0H	17/01/06 12H – 21/01/06 18H
Seuil de PV (pvu)	2,5	1,5	2,5	1,5	2,5	1,5	2,5	2,5	1,5	2,5	1,5	2,5	2,5
Volume d’air (10 ³ km ³)	86,7	29,8	53,5	16,3	1,8	0,5	296,1	446,6	212,1	159,5	2,1	7389,3	7685,4
M _a (10 ¹² kg)	31,4	10,5	18,6	5,7	0,57	0,19	104,2	145,3	68,2	45,37	0,55	2442,7	2546,8
M _{e100} (10 ⁸ kg)	4,03	1,08	2,17	0,61	0,072	0,026	12,5	28,5	16,1	5,669	0,062	622,3	634,8
M _{e130} (10 ⁸ kg)	4,29	1,15	2,34	0,63	0,074	0,026	13,3	30,2	17,3	5,774	0,063	660,5	673,8
M _{e150} (10 ⁸ kg)	4,58	1,20	2,57	0,65	0,077	0,027	14,4	31,6	18,5	5,860	0,063	691,1	705,5
M _{es} (10 ⁸ kg)	3,81	1,04	1,95	0,59	0,064	0,026	11,6	28,7	15,4	5,517	0,052	620,8	632,3
M _{ec} (10 ⁸ kg)	3,01	0,94	1,54	0,49	0,042	0,020	9,1	18,5	7,3	3,189	0,022	370,0	379,1

Tableau 5.8 : Masse de vapeur d'eau (M_e) et masse d'air sec (M_a) advectées au sein de la basse stratosphère entre 35°N et 50°N pour différents niveaux isentropes et pour l'ensemble de la couche entre 320 et 350 K (Total). Les dates sélectionnées pour réaliser la quantification ont été indiquées.

c) Limitations de la méthode et incertitudes sur la quantification :

L'application de la méthode de quantification a révélé certaines difficultés énumérées ci-dessous par ordre d'importance décroissante :

- L'étendue réelle horizontale et verticale de l'intrusion d'air humide provenant des subtropiques est difficile à déceler. Dans l'avenir, il sera nécessaire de mieux déterminer la valeur limite de tourbillon potentiel marquant la tropopause qui devra être utilisée pour initialiser le témoin de mélange voire même il faudra étudier la possibilité de définir autrement la tropopause (minimum de température par exemple).
- L'irréversibilité du transport c'est-à-dire l'introduction de vapeur d'eau en basse stratosphère est difficile à déterminer avec certitude pour certains niveaux isentropes et plus particulièrement pour la masse d'air revenant vers 35-40°N.
- La date choisie pour quantifier le transport influe sur la masse d'air sec ainsi que sur la masse habituelle de vapeur d'eau M_{ec} vu que la date influe sur la localisation du filament.
- Du fait du remaillage, la détection des bords de l'intrusion reste compliquée même avec l'utilisation du témoin de mélange. Le nombre de points de grille dont le témoin de mélange est compris entre 0,5 et 1 exclus peut être important surtout dans les fines structures comme le filament étudié au nord de 60°N. Dans les filaments de faible épaisseur, le remaillage entraîne par ailleurs un lissage du champ de vapeur d'eau.
- Dans le cas d'une structure décalée en latitude et longitude verticalement sous l'effet de variations des vents horizontaux avec l'altitude, l'utilisation du témoin de mélange pourrait conduire à une sous-estimation de la quantité de vapeur d'eau advectée. En effet, la quantité de vapeur d'eau issue de particules de glace sédimentant à un niveau d'altitude inférieur sous-saturé pourrait être ignorée de la quantification. Ce n'est pas le cas dans cette étude où la structure à forts rapports de mélange en vapeur d'eau reste alignée verticalement.

Toutes ces difficultés entraînent des incertitudes sur la quantification réalisée, incertitudes qui s'ajoutent à l'incertitude principale liée au biais humide relevé dans le champ de vapeur d'eau du modèle. Car même si la présence de températures très faibles lors de l'intrusion d'air humide conduit à condenser la vapeur d'eau en excès dans le modèle, la sous-estimation probable de la vitesse de sédimentation au moins pour les niveaux inférieurs (< 326 K) et l'augmentation de température à compter du 18 janvier 2006 à 12H UTC provoquent l'évaporation de la glace formée.

Un dernier point à ajouter concerne le filament formé au nord de 60°N, son extension verticale est sûrement plus importante que celle de 10 K (320-330 K) observée dans le modèle MIMOSA et s'étend vraisemblablement jusqu'à 310 K. Cependant le modèle MIMOSA étant un modèle global, et les analyses ECMWF ne fournissant pas de valeurs au-dessus des hautes montagnes pour les niveaux isobares dont la pression est supérieure à 500 hPa, le modèle ne peut à ce stade être étendu aux niveaux isentropes inférieurs à 320 K.

5.5. Vérification des hypothèses :

Toute l'étude réalisée précédemment repose sur l'isentropie du transport observé. Afin de vérifier cette hypothèse, l'évolution de la température potentielle obtenue le long de rétrotrajectoires réalisées avec le modèle MLAC décrit au paragraphe 5.2.2a pour les deux points de grille les plus proches de l'OHP est tracée à la figure 5.23 pour différents niveaux de pression initiale.

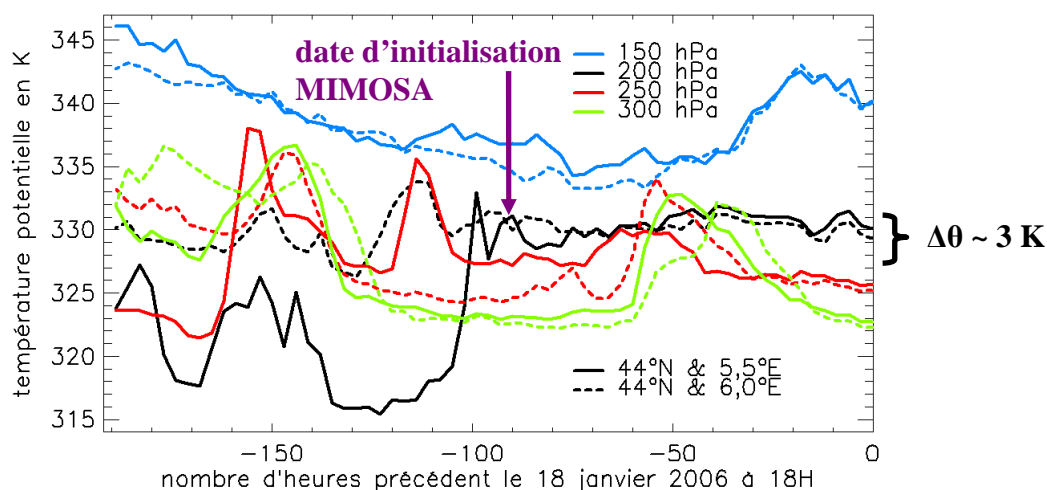


Figure 5.23 : Evolution temporelle de la température potentielle obtenue à partir de rétrotrajectoires initialisées le 18 janvier 2006 à 18H UTC aux niveaux de pression 150 hPa (bleu), 200 hPa (noir), 250 hPa (rouge) et 300 hPa (vert) au voisinage de l'OHP. Les rétrotrajectoires ont été réalisées par Hélène Brogniez.

Pour la trajectoire initialisée à 200 hPa, la température potentielle est relativement constante, au moins jusqu'à la date utilisée pour initialiser le modèle MIMOSA (le 15/01/06 à 0H UTC). Les fluctuations, de l'ordre de 3 K peuvent être dues au bruit dans les analyses ECMWF. Par contre pour les autres niveaux de pression, les fluctuations sont plus importantes mais ne peuvent pas avoir une origine convective vu que toute la couche d'atmosphère entre 300 et 150 hPa n'est pas touchée ayant pourtant la même origine en latitude et longitude. Pour le niveau initialisé à 150 hPa, la température potentielle augmente progressivement d'environ

335 K à 343 K entre le 16 janvier 2006 à 18H UTC et le 18 janvier 2006 à 0H UTC avant de redescendre vers 340 K. Pour le niveau initialisé à 300 hPa, la température potentielle augmente d'environ 324 K à 333 K le 16 janvier 2006 entre 6H et 18H UTC puis diminue progressivement pour atteindre 323 K le 18 janvier 2006 à 18H UTC. Le niveau 250 hPa présente un comportement intermédiaire entre les niveaux 300 et 200 hPa. Ces variations de température potentielle coïncident avec la présence de cirrus dans le modèle MIMOSA (cirrus A pour le niveau 150 hPa et cirrus B pour les niveaux 250 et 300 hPa). D'après Malardel [2005], la variation de température potentielle liée au changement d'état de l'eau si on néglige les variations de pression peut s'exprimer en cas de mouvements adiabatiques par la relation :

$$\frac{D\theta}{Dt} = -\left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/C_{pa}} \frac{L_s}{C_{ph}} \frac{Dq_v}{Dt}$$

avec $\frac{D\theta}{Dt}$ la variation temporelle de température potentielle le long de la trajectoire,

$$p \text{ la pression, } p_0=1000 \text{ hPa et } \frac{R}{C_{pa}} = \frac{2}{7},$$

$$L_s \text{ la chaleur latente de sublimation de la vapeur d'eau : } L_s = 2,834.10^6 \text{ J.kg}^{-1},$$

C_{ph} la chaleur massique de l'air humide. En première approximation on prendra :

$$C_{ph} = C_{pa}, \text{ où } C_{pa} \text{ est la chaleur massique de l'air sec : } C_{pa} = 1004,5 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1},$$

et $\frac{Dq_v}{Dt}$ la variation temporelle d'humidité spécifique le long de la trajectoire.

Pour le cirrus A, la pression est de l'ordre de 170 hPa et la quantité de vapeur d'eau qui condense de l'ordre de 5 ppmv ce qui donne une augmentation de la température potentielle lors de la condensation solide de l'ordre de 0,015 K. Cette variation est loin d'expliquer la variation de 8 K observée en 30 heures. Pour le cirrus B, la pression est de l'ordre de 300 hPa et la quantité de vapeur d'eau qui condense de l'ordre de 800 ppmv ce qui donne une augmentation de température potentielle de l'ordre de 2 K. Cette variation n'explique qu'en partie la variation de 9 K observée sur 12 heures. Il est alors possible que des effets radiatifs liés notamment à la présence de nuages influent également sur la température potentielle. Plus d'investigations seraient nécessaires pour conclure sur l'origine de ces variations mais sortent du cadre de cette thèse. Il faudra cependant dans l'avenir s'intéresser à l'impact de ces variations de température potentielle sur les résultats de la modélisation réalisée avec le modèle MIMOSA. Malgré la variation de température potentielle, le modèle MIMOSA arrive à reproduire des structures correctes de vapeur d'eau (paragraphe 5.2.2) et une altitude

correcte du cirrus observé à l'OHP par lidar (paragraphe 5.2.1a). De plus l'intrusion d'air humide étudiée a une extension verticale de l'ordre de 30 K (320-350 K) supérieure aux fluctuations de température potentielle observées sur les trajectoires de la figure 5.23.

5.6. Conclusion :

Le modèle MIMOSA a permis d'étudier l'origine du cirrus optiquement fin observé au sein de l'UTLS dans la nuit du 18 au 19 janvier 2006 par lidar à l'OHP et également sur les images satellites (AVHRR et MODIS). Ce nuage est formé au sein d'une masse d'air humide advectée des subtropiques par l'anticyclone des Açores et par le courant-jet polaire et traversant une zone de température faible ($T < 200$ K). Ce cirrus fait parti de la classe des cirrus synoptiques en opposition aux cirrus orographiques ou à ceux associés à la présence de cumulonimbus. Le modèle MIMOSA est capable de reproduire l'extension verticale du nuage observée par lidar et un contenu en glace en accord avec les mesures déjà réalisées aux moyennes latitudes. L'usage d'analyses ECMWF à plus haute résolution verticale pourrait permettre d'améliorer encore la représentation du cirrus dans le modèle au niveau de la tropopause où de forts gradients de température sont observés. Outre l'importance d'avoir un champ de vapeur d'eau correctement représenté, la vitesse de sédimentation s'est montrée être un paramètre crucial quant à la durée de vie des cirrus. Des études plus approfondies seront nécessaires pour essayer d'établir une paramétrisation de la vitesse de sédimentation en fonction du contenu en glace et de la température. En revanche, au moins dans le cas du cirrus étudié où les températures sont très froides, le seuil de sursaturation fixé dans le modèle joue un rôle moindre, globalement inférieur à 15 % et influant légèrement plus l'extension horizontale et verticale du nuage que son contenu intégré en glace.

Concernant maintenant la vapeur d'eau, le modèle MIMOSA est capable de reproduire les structures observées dans la réalité avec AIRS avec une très bonne résolution. En revanche, il s'avère que le modèle et donc la climatologie utilisée en entrée du modèle semblent trop humides d'environ 65 % et peut-être même plus dans les zones sèches (inférieures à 20 ppmv). La comparaison réalisée au chapitre 4 entre MIMOSA et le spectromètre in-situ μ SDLA ne présageait pas d'un tel biais, MIMOSA ayant même tendance à donner des rapports de mélange légèrement plus faibles que μ SDLA. Des comparaisons plus nombreuses avec différents instruments seront nécessaires pour tenter de déterminer la variabilité spatiale et temporelle de ce biais afin de corriger la climatologie construite. Malgré ce biais, une technique de quantification du transport de vapeur d'eau de la troposphère subtropicale vers la

stratosphère des moyennes latitudes a été élaborée. Avec des flux variant de quelques tonnes à une centaine de tonne par seconde, ce type d'intrusion apporterait des masses de vapeur d'eau 1,3 à 2,6 fois plus humides qu'à la normale en quelques jours au sein de la basse stratosphère au nord de 35°N et jusqu'à 80°N. Au vu des cartes de champ de tourbillon potentiel MIMOSA, durant le mois de janvier 2006, environ une intrusion d'air subtropicale tous les 5 jours est observée. De plus, parmi les cirrus observés à l'OHP environ 50 % du temps, 35 % sont des cirrus similaires à celui qui a été étudié, c'est-à-dire des cirrus optiquement fins situés aux environs de la tropopause (Keckhut et al., 2006). Ce type de processus isentrope pourrait alors jouer un rôle important dans l'hydratation de la basse stratosphère.

Conclusions et perspectives

Le contenu en vapeur d'eau présent en stratosphère est un paramètre important dans la problématique du réchauffement climatique vu que la vapeur d'eau est un des principaux gaz à effet de serre. La vapeur d'eau est également un précurseur des radicaux hydroxyl contribuant à la destruction de l'ozone qui nous protège des rayons ultraviolets nocifs du soleil. Jusqu'à une dizaine d'années, peu d'instruments mesuraient la vapeur d'eau à cette altitude et les tendances en vapeur d'eau observées ces dernières décennies ne sont pas toutes en accord du fait des différences entre les instruments existants plus importantes que la tendance elle-même observée ($\sim +0,02$ ppmv/an). La première partie de ce travail de thèse (chapitre 2) a donc consisté à faire le bilan de la qualité des mesures de vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère tropicale et s'est concentrée sur les instruments récemment mis en service tels que SAOZ-H₂O pour les données sous ballon et AIRS, GOMOS et MIPAS pour les données satellitales. Il en est ressorti que même en excluant les capteurs perdant leur sensibilité pour des raisons diverses en haute troposphère comme HALOE ou MIPAS ou en basse stratosphère comme GOMOS ou AIRS, des différences de l'ordre de 10 à 50 % (~ 2 -10 ppmv) en haute troposphère et de 10 % ($\sim 0,3$ -0,4 ppmv) en basse stratosphère existent toujours entre les différents instruments. Ces différences ne se manifestent pas seulement sous forme de biais récurrents mais aussi et surtout par un manque de précision des capteurs. Vu la différence de variabilité atmosphérique ainsi perçue par chacun des capteurs, combiner ces capteurs pour estimer des tendances sur le long terme ne paraît pas envisageable à l'heure actuelle. En revanche, il est ressorti de la première partie de cette thèse que deux capteurs satellites peuvent être utilisés avec une certaine confiance : HALOE en basse stratosphère et AIRS en haute troposphère. HALOE ayant fonctionné plus de 14 ans permet de réaliser des moyennes climatologiques et AIRS, observant au nadir, permet de résoudre des structures de vapeur d'eau horizontales fines. Ces instruments ont donc été utilisés dans la seconde partie de cette thèse.

La tendance en vapeur d'eau en basse stratosphère étant globalement à l'augmentation, l'origine de cette augmentation est étudiée depuis plusieurs années. L'augmentation anthropique du méthane se dissociant en vapeur d'eau dans la stratosphère ne pouvant expliquer qu'une partie de cette tendance, les échanges de vapeur d'eau entre la troposphère et la stratosphère, autre source de vapeur d'eau en stratosphère, sont actuellement étudiés avec

attention. Parmi ces échanges, les échanges de vapeur d'eau le long des isentropes n'ont jamais été quantifiés et ont donc fait l'objet de la seconde partie de ce travail de thèse. A cette fin, le modèle semi-lagrangien MIMOSA réalisant l'advection du champ de tourbillon potentiel le long d'isentropes a été adapté pour réaliser également le transport de vapeur d'eau. Pour se faire :

1. Un module de microphysique simple permettant de prendre en compte les changements de phase de l'eau ainsi que la sédimentation des particules de glace a été développé et introduit dans le modèle MIMOSA (chapitre 3).
2. Deux méthodes d'initialisation du champ de vapeur d'eau dans le modèle ont été testées (chapitre 4). La première méthode développée utilise un champ de vapeur d'eau climatologique variant en fonction du mois, de la pression et de la latitude et construit à partir des données HALOE et MLS en stratosphère et ECMWF-ERA40 en troposphère. La seconde méthode développée utilise une relation exprimant la vapeur d'eau en fonction du champ de tourbillon potentiel MIMOSA à l'instant initial. Cette relation a été déterminée en traçant le champ de vapeur d'eau issu d'AIRS (H_2O_{AIRS}) en fonction du champ de tourbillon potentiel MIMOSA (PV_{MIMOSA}).
3. La nécessité d'initialiser le champ de vapeur d'eau en fonction de la latitude équivalente (tenant compte du tourbillon potentiel de la masse d'air et donc de son origine troposphérique ou stratosphérique) plutôt que de la latitude a été évaluée (chapitre 4).

Le champ de vapeur d'eau ainsi simulé par le modèle après quelques jours a été évalué par comparaison avec les données vapeur d'eau du spectromètre in-situ μ SDLA issues de la campagne HIBISCUS qui s'est tenue au Brésil en février 2004. Il a ainsi été mis en évidence que :

1. La première méthode d'initialisation était plus performante que la seconde. En effet, du fait de la trop grande dispersion du nuage de point tracé (H_2O_{AIRS} , PV_{MIMOSA}) et surtout de la forte diminution du rapport de mélange en vapeur d'eau en fonction du tourbillon potentiel pour les valeurs troposphériques de ce dernier, cette deuxième méthode d'initialisation n'a pas donné de bons résultats surtout en troposphère où l'usage du tourbillon potentiel pour identifier l'origine en latitude des masses d'air est discutable. Avec la première méthode, le modèle MIMOSA a montré un biais sec de 20 % comparé à μ SDLA en haute troposphère, biais

néanmoins compatible avec les biais observés entre les différents instruments dans la première partie de ce travail de thèse (chapitre 2).

2. Il est nécessaire d'adapter la durée de simulation et le choix latitude/latitude équivalente en fonction de l'altitude étudiée. Pour l'étude de la haute troposphère et de la basse stratosphère simultanément, un compromis doit alors être trouvé pour chaque étude de cas selon l'échange étudié. Ainsi, en basse stratosphère, des simulations de 10 jours avec initialisation du champ de vapeur d'eau en fonction de la latitude équivalente sont préférables et seront plutôt utilisées dans les échanges de la stratosphère vers la troposphère où une représentation correcte des rapports de mélange en vapeur d'eau de la stratosphère est nécessaire. Inversement, en haute troposphère, des simulations plus courtes, inférieures à 5 jours avec initialisation du champ de vapeur d'eau en fonction de la latitude sont préférables et seront plutôt utilisées dans les échanges de la troposphère vers la stratosphère où une représentation correcte des rapports de mélange en vapeur d'eau de la troposphère est nécessaire.

Le modèle MIMOSA a ainsi été adapté et testé dans le but de tenter de quantifier l'hydratation de la basse stratosphère des moyennes latitudes par des filaments d'air humide provenant de la haute troposphère subtropicale le long des isentropes. Le cas sélectionné pour un premier essai de quantification a été décelé par la présence d'un cirrus observé par lidar au-dessus de l'Observatoire de Haute-Provence (France) en janvier 2006 au sein de la haute troposphère et basse stratosphère (chapitre 5). MIMOSA a ainsi pu démontrer sa capacité à reproduire ce type de cirrus synoptique associé à la présence du courant-jet polaire en restituant une altitude correcte (~ 13 km) et un contenu en glace cohérent avec la littérature de l'ordre de quelques milligrammes par mètre cube. Une méthode a par ailleurs été développée pour quantifier à l'aide du modèle, le volume et la masse d'air mis en jeu lors de cet événement ainsi que la masse de vapeur d'eau advectée de manière isentropique dans la basse stratosphère. Des flux de vapeur d'eau de l'ordre de quelques tonnes à une centaine de tonnes par seconde ont ainsi été évalués pour une masse d'air de l'ordre de $25 \cdot 10^{14}$ kg. Ces flux apportent des masses de vapeur d'eau 1,3 à 2,6 fois plus humides qu'à la normale en quelques jours au sein de la basse stratosphère entre 320 et 350 K, au nord de 35°N et jusqu'à 80°N . De tels flux sont du même ordre de grandeur que les flux estimés dans les overshoots convectifs aux tropiques hydratant la stratosphère tropicale. Comme de tels transports isentropes semblent survenir tous les 5 jours environ au-dessus de l'Europe en janvier 2006 et semblent être à l'origine de 35 % des cirrus observés à l'Observatoire de Haute-Provence et que des

cirrus y sont observés 50 % du temps, ce type de transport isentrope pourrait alors jouer un rôle important dans l'apport de vapeur d'eau au sein de la basse stratosphère des moyennes et hautes latitudes.

Lors de ce travail de thèse un certain nombre de problèmes ont néanmoins été soulevés et nécessitent de plus amples investigations dans le futur. Le premier point essentiel se focalise sur la qualité de la climatologie de vapeur d'eau utilisée en entrée du modèle. Bien que la capacité du modèle à reproduire les structures fines de vapeur d'eau ait été démontrée au chapitre 5, les quantités de vapeur d'eau présentes dans l'atmosphère semblaient être surestimées de 65 % comparées à AIRS. Pourtant les premières comparaisons avec μ SDLA dans le chapitre 4 ne laissaient pas présager d'un tel biais. Afin de s'assurer de la fiabilité de la quantification réalisée, il sera nécessaire dans l'avenir d'évaluer de manière approfondie la qualité de la climatologie utilisée dans le modèle MIMOSA. Le deuxième point important sera d'améliorer la vitesse de sédimentation des particules de glace dans le modèle. Afin notamment de ne pas faire subsister à tort des cirrus dans le modèle, il sera nécessaire d'envisager une paramétrisation de la vitesse de sédimentation en fonction du contenu en glace du nuage et de la température de celui-ci. Le troisième et dernier point ayant montré une influence importante sur les résultats est la résolution des champs ECMWF utilisés dans le modèle. Celle-ci a joué à deux niveaux. Tout d'abord, en fonction de la fréquence des analyses ECMWF utilisés dans le modèle (6 ou 12 heures), la localisation des structures de tourbillon potentiel et de vapeur d'eau peut différer de 200 km et semble étonnamment meilleure avec une fréquence de 12 heures, du moins c'est ce qui a été observé lors des comparaisons avec μ SDLA (chapitre 4). Les comparaisons avec AIRS n'ont en effet pas confirmé ce résultat vu que les structures semblaient correctement localiser dans le modèle avec une fréquence de 6 heures (chapitre 5). Ensuite, afin de mieux reproduire les gradients de température observés dans les radiosondages aux moyennes latitudes au niveau de la tropopause et cruciaux dans la détermination du seuil de saturation de la vapeur d'eau, il serait nécessaire de voir notamment si l'utilisation des analyses ECMWF à plus haute résolution verticale pourrait résoudre ces gradients. Concernant la méthode de quantification, un certain nombre de problèmes reste à résoudre surtout dans l'objectif de faire des études statistiques et climatologiques qui demanderaient une certaine automatisation. Parmi les principaux problèmes figurent la détermination de l'extension horizontale et verticale des intrusions qui se ramène à la détermination de la tropopause réelle et la détermination de l'irréversibilité du transport.

Malgré les améliorations à apporter à ce modèle et à la technique de quantification, ce travail de thèse ouvre de nombreuses perspectives à court et moyen terme. Parmi elles, en voici deux qui sont de première importance pour leur influence sur le climat :

1. la possibilité de quantifier le transport isentrope de vapeur d'eau hydratant la basse stratosphère due aux ondes de Rossby mais également le transport de la basse stratosphère vers la haute troposphère via ces mêmes ondes pour ainsi faire le bilan net vu que d'après Stohl et al. [2003] 90 % de ces échanges sont transitoires et durent moins de 6 heures avant que la masse d'air retourne dans son « réservoir » d'origine. L'étude de tels événements pourra également permettre d'estimer la diffusion atmosphérique (moléculaire et turbulente) affectant le bord des filaments en ajustant la diffusion du modèle pour reproduire les gradients horizontaux de rapports de mélange en vapeur d'eau mesurés lors de campagnes de mesures ou par les avions du réseau MOZAIC. Il faudra dans ce cas étudier également la dépendance des résultats des simulations aux champs de vent et de température fournis en entrée du modèle. En effet, Stohl et al. [2004] ont montré que l'utilisation des prévisions à la place des analyses ECMWF dans les modélisations lagrangiennes conduit à une moindre variation des paramètres sensés être conservatifs (tourbillon potentiel, humidité) en absence de mélange et d'effets diabatiques et à une diminution des échanges troposphère-stratosphère soulignant la nécessité d'adapter la diffusion des modèles en fonction des champs utilisés en entrée.
2. la possibilité d'étudier les cirrus hauts et fins présents dans la haute troposphère et la basse stratosphère et notamment d'étudier leur influence sur le bilan radiatif de la troposphère et de la stratosphère en couplant MIMOSA avec un module de transfert radiatif.

Liste des références

Alduchov, O. A. and Eskridge, R.E.: Improved Magnus form approximation of saturation vapor pressure, *J. Appl. Met.*, 35, 601-609, 1996.

Andersson, E., Hólm, E., Bauer, P., Beljaars, A., Kelly, G. A., McNally, A. P., Simmons, A. J., Thépaut, J.-N., and Tompkins, A. M.: Analysis and forecast impact of the main humidity observing systems, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 133, 1473-1485, 2007.

Aumann, H. H., Chahine, M. T., Gautier, C., Goldberg, M. D., Kalnay, E., McMillin, L. M., Revercomb, H., Rosenkranz, P. W., Smith, W. L., Staelin, D. H., Strow, L. L., and Susskind, J.: AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: Design, science objectives, data products, and processing systems, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 253–264, 2003.

Barath, F. T., Chavez, M. C., Cofield, R. E., Flower, D. A., Frerking, M. A., Gram, M. B., Harris, W. M., Holden, J. R., Jarnot, R. F., Kloezeman, W. G., Klose, G. J., Lau, G. K., Loo, M. S., Maddison, B. J., Mattauch, R. J., McKlney, R. P., Peckham, G. E., Pickett, H. M., Siebes, G., Soltis, F. S., Suttie, R. A., Tarsala, J. A., Waters, J. W. and Wilson, W. J.: The Upper Atmosphere Research Satellite Microwave Limb Sounder Instrument, *J. Geophys. Res.*, 98, D6, 10751-10762, 1993.

Bertaux, J. L., Dalaudier, F., Hauchecorne, A., Chipperfield, M., Fussen, D., Kyrölä, E., Leppelmeier, E., and Roscoe, H.: Envisat: GOMOS-An instrument for global atmosphere ozone monitoring, Harris R. A. (Ed.), ESA SP-1244, 109 pp, May 2001.

Bertaux, J.L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Cot, C., Kyrölä, E., Fussen, D., Tamminen, J., Leppelmeier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., Fanton d'Anton, O., Barrot, G., Mangin, A., Théodore, B., Guirlet, M., Korablev, O., Snoeij, P., Koopman, R., and Fraisse, R.: First results on GOMOS/ENVISAT, *Adv. Space Res.*, 33, 1029-1035, 2004.

Bian, J., Gettelman, A., Chen, H., and Pan, L. L.: Validation of satellite ozone profile retrievals using Beijing ozonesonde data, *J. Geophys. Res.*, 112, D06305, doi:10.1029/2006JD007502, 2007.

Boehm, M. T., Verlinde, J., and Ackerman, T.P.: On the maintenance of high tropical cirrus, *J. Geophys. Res.*, 104, 24423-24433, 1999.

Böhm, J. P.: A general hydrodynamic theory for mixed-phase microphysics: Part I. Drag and fall speed of hydrometeors, *Atmos. Res.*, 27, 253–274, 1992.

Bonazzola, M., and Haynes, P. H.: A trajectory-based study of the tropical tropopause region, *J. Geophys. Res.*, 109, D20112, doi:10.1029/2003JD004356, 2004.

Borchi, F., Pommereau, J.-P., Garnier, A., and Pinharanda, M.: Evaluation of SHADOZ sondes, HALOE and SAGE II ozone profiles at the tropics from SAOZ UV-Vis remote measurements onboard long duration balloons, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1381-1397, 2005.

- Borchi**, F., and Pommereau, J.-P.: Evaluation of ozonesondes, HALOE, SAGE II and III, Odin-OSIRIS and SMR, and ENVISAT-GOMOS, -SCIAMACHY and -MIPAS ozone profiles in the tropics from SAOZ long duration balloon measurements in 2003 and 2004, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 6, 10087-10152, 2006.
- Brasseur**, G., and Solomon, S.: *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, Atmospheric Sciences Library, Reidel, Second edition, 1986.
- Brewer**, A. W.: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 75, 351– 363, 1949.
- Buck**, A.: New equation for computing vapor pressure and enhancement factor, *J. Appl. Meteorol.*, 20, 1527-1532, 1981.
- Butchart**, N. and Remsberg, E. E.; The Area of the Stratospheric Polar Vortex as a Diagnostic for Traceur Transport on a Isentropic Surface, *J. Atmos. Sci.*, 43, No. 13, 1319-1339, 1986.
- Cane**, M. A., Clement, A. C., Kaplan, A., Kushnir, Y., Pozdnyakov, D., Seager, R., Zebiak, S. E., and Murtugudde, R.: Twentieth-Century Sea Surface Temperature Trends, *Science*, 275, 957-960, 1997.
- Chaboureaud**, J.-P., Cammas, J.-P., Duron, J., Mascart, P. J., Sitnikov, N. M., and Voessing, H.-J.: A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1731–1740, 2007.
- Chen**, P.: Isentropic cross-tropopause mass exchange in the extratropics, *J. Geophys. Res.*, 100, 16661-16673, 1995.
- Chiou**, E.-W., Thomason, L. W., Burton, S. P., and Michelsen, H. A.: Assessment of the SAGE II version 6.2 water vapor data set through intercomparison with ATMOS/ATLAS-3 measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14101, doi: 10.1029/2004GL020071, 2004.
- Corti**, T., Luo, B. P., Fu, Q., Vömel, H. and Peter, T. : The impact of cirrus clouds on tropical troposphere-to-stratosphere transport, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2539-2547, 2006.
- Danielsen**, E. F.: A dehydration mechanism for the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 605–608, 1982.
- Danilin**, M. Y., Fahey, D. W., Schumann, U., Prather, M. J., Penner, J. E., Ko, M. K. W., Weisenstein, D. K., Jackman, C. H., Pitari, G., Köhler, I., Sausen, R., Weaver, C. J., Douglass, A. R., Connell, P. S., Kinnison, D. E., Dentener, F. J., Fleming, E. L., Bernsten, T. K., Isaksen, I. S. A., Haywood, J. M., and Kärcher, B. : Aviation fuel tracer simulation: Model intercomparison and implications, *Geophys. Res. Lett.*, 25, No. 21, 3947-3950, 1998.
- Dethof**, A., O'Neill, A., and Slingo, J. M.: A mechanism for moistening the lower stratosphere involving the Asian summer monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 1079-1106, 1999.

- Dethof**, A., O'Neill, A., and Slingo, J.: Quantification of the isentropic mass transport across the dynamical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 105, 12279–12293, 2000a.
- Dethof**, A., O'Neill, A., Slingo, J. M. and Berrisford, P.: Quantification of isentropic water vapour transport into the lower stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1771–1788, 2000b.
- Derber**, J. C., Parrish, D. F., and Lord, S. J.: The new global operational analysis system at the National Meteorological Center, *Wea. and Forecasting*, 6, 538–547, 1991.
- Di donfrancesco**, G., Cairo, F., Buontempo, C., Adriani, A., Viterbini, M., Snels, M., Morbidini, R., Piccolo, F., Cardillo, F., Pommereau, J.-P., and Garnier, A.: Balloonborne Lidar for cloud physics studies, *Appl. Opt.*, 45, 22, 5701–5708, 2006.
- Divakarla**, M. G., Barnet, C. D., Goldberg, M. D., McMillin, L. M., Maddy, E., Wolf, W., Zhou, L. and Liu, X.: Validation of Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapour retrievals with matched radiosonde measurements and forecasts, *J. Geophys. Res.*, 11, D09S15, doi:10.1029/2005JD006116, 2006.
- Dobson**, G. M. B., Brewer, A. W., and Cwiling B. M.: Bakerian Lecture. Meteorology of the Lower Stratosphere, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 185, 144–175, 1946.
- Dowling**, D. R., and Radke, L. F.: A summary of the Physical Properties of Cirrus Clouds, *J. Appl. Met.*, 29, 970–978, 1990.
- Dunkerton**, T. J.: Evidence of meridional motion in the summer lower stratosphere adjacent to monsoon regions, *J. Geophys. Res.*, 100, D8, 16675–16688, 1995.
- Durry**, G., and Megie, G.: Atmospheric CH₄ and H₂O monitoring with near-infrared InGaAs laser diodes by the SDLA, a balloonborne spectrometer for tropospheric and stratospheric in situ measurements, *Applied Optics*, 38, 7342–7354, 1999.
- Durry**, G., and Megie, G.: In situ measurements of H₂O from a stratospheric balloon by diode laser direct-differential absorption spectroscopy at 1.39 μm , *Applied Optics*, 39, 5601–5608, 2000.
- Durry**, G., Hauchecorne, A., Ovarlez, J., Ovarlez, H., Pouchet, I., Zeninari, V., and Parvitte, B.: In situ measurement of H₂O and CH₄ with telecommunication laser diodes in the lower stratosphere: dehydration and indication of a tropical air intrusion at mid-latitudes, *J. Atmos. Chem.*, 43, 175–194, 2002.
- Durry**, G., Amarouche N., Zéninari V., Parvitte B., Lebarbu T., and Ovarlez, J.: In situ sensing of the middle atmosphere with balloonborne near-infrared laser diodes, *Spectrochimica Acta A*, 60, 3371–3379, 2004.
- Durry**, G. and Hauchecorne, A.: Evidence for long-lived polar vortex air in the mid-latitude summer stratosphere from in situ laser diode CH₄ and H₂O measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1467–1472, 2005a.

Durry, G., Zeninari, V., Parvitte, B., Le Barbu, T., Lefevre, F., Ovarlez, J., and Gamache, R. R.: Pressure-broadening coefficients and line strengths of H₂O near 1.39 μm : application to the in situ sensing of the middle atmosphere with balloonborne diode lasers, *J. Quant. Spectr. Rad. Transfer*, 94, 387-403, 2005b.

Durry, G., Huret, N., Hauchecorne, A., Marecal, V., Pommereau, J.-P., Jones, R. L., Held, G., Larsen, N., and Renard, J.-B.: Isentropic advection and convective lifting of water vapour in the UT – LS as observed over Brazil (22°S) in February 2004 by the in situ high-resolution measurements of H₂O, CH₄, O₃ and temperature, *Atmos. Chem. Phys. Discuss*, 6, 12469-12501, 2006.

Dvortsov, V. L. and Solomon, S.: Response of the stratospheric temperatures and ozone to past and future increases in stratospheric humidity, *J. Geophys. Res.*, 106, 7505–7514, doi: 10.1029/2000JD900637, 2001.

ESA, ENVISAT-1 Mission and System Summary, 1 March 1998.

ESA, Envisat GOMOS - An Instrument for Global Atmospheric Ozone Monitoring, SP-1244, Mai 2001.

Esler, J. G., Tan, D. G. H., Haynes, P., Evans, M. J., Law, K. S., Plantevin, P.-H., and Pyle, J.: Stratosphere-troposphere exchange: Chemical sensitivity to mixing, *J. Geophys. Res.*, 106, D5, 4717-4731, 2001.

Evans, S. J., Toumi, R., Hames, J. E., Chipperfeld, M. P., and Russell, J. M.: Trends in stratospheric humidity and the sensitivity of ozone to these trends, *J. Geophys. Res.*, 103, 8715-8725, 1998.

Feist, D.G., Geer, A. J., Müller, S., and Kämpfer, N.: Middle atmosphere water vapour and dynamical features in aircraft measurements and ECMWF analysis, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5291-5307, 2007.

Fierli, F., Di Donfrancesco, G., Cairo, F., Zampieri, M. and Orlandi, E.: Cirrus clouds in convective outflow during the HIBISCUS campaign, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 6737–6765, 2007.

Fischer, H., Birk, M., Blom, C., Carli, B., Carlotti, M., von Clarmann, T., Delbouille, L., Dudhia, A., Ehhalt, D., Endemann, M., Flaud, J.-M., Gessner, R., Kleinert, A., Koopmann, R., Langen, J., López-Puertas, M., Mosner, P., Nett, H., Oelhaf, H., Perron, G., Remedios, J., Ridolfi, M., Stiller, G., and Zander, R.: MIPAS: an instrument for atmospheric and climate research, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 8795–8893, 2007.

Fischer, H., Blom, C., Oelhaf, H., Carli, B., Carlotti, M., Delbouille, L., Ehhalt, D., Flaud, J.-M., Isaksen, I., Lopez-Puertas, M., McElroy, C. T., and Zander, R.: ENVISAT-MIPAS - An instrument for atmospheric chemistry and climate research, *ESA Pub. SP-1229*, March 2000.

Fleming, E. L., Chandra, S., Jackman, C. H., Considine, D. B., and Douglass, A. R.: The middle atmospheric response to short and long term solar UV variations: analysis of observations and 2D model results, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 57, No. 4, 333-365, 1995.

- Folkins**, I., Loewenstein, M., Podolske, J., Oltmans, S. J., and Proffitt, M.: A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements, *J. Geophys. Res.*, 104, 22 095–22 102, 1999.
- Forster**, P. M. d. F. and Shine, K. P.: Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10–1, 2002.
- Frey**, R., Baum, B. A., Menzel, W. P., Ackerman, S. A., Moeller, C. C. and Spinhirne, J. D.: A comparison of cloud top heights computed from airborne lidar and MAS radiance data using CO₂-slicing, *J. Geophys. Res.*, 104, D20, 24547–24555, 1999.
- Fueglistaler**, S., Wernli, H., and Peter, T.: Tropical troposphere-to-stratosphere transport inferred from trajectory calculations, *J. Geophys. Res.*, 109, D03108, doi:10.1029/2003JD004069, 2004.
- Geller**, M. A., Zhou, X. and Zhang, M. : Simulations of the interannual variability of stratospheric water vapour, *J. Atmos. Sci.*, 59, 1076–1085, 2002.
- Gettleman**, A. and Sobel, A. H.: Direct diagnoses of stratosphere-troposphere exchange, *J. Atmos. Sci.*, 57, 3–16, 2000.
- Gettelman**, A. and Forster, P. M.: A Climatology of the Tropical Tropopause Layer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 4B, 911–924, 2002.
- Gettelman**, A. E., Salby, M. L., and Sassi, F.: Distribution and influence of convection in the tropical tropopause region, *J. Geophys. Res.*, 107(D10), 4080, doi:10.1029/2001JD001048, 2002a.
- Gettelman**, A., Randel, W. J., Wu, F., and Massie, S. T.: Transport of water vapor in the tropical tropopause layer, *Geophys. Res. Lett.*, 29, No.1, 1009, 10.1029/2001GL013818, 2002b.
- Gettelman**, A., Weinstock, E. M., Fetzer, E. J., Irion, F. W., Eldering, A., Richard, E. C., Rosenlof, K. H., Thompson, T. L., Pittman, J. V., Webster, C. R., and Herman, R. L.: Validation of Aqua satellite data in the upper troposphere and lower stratosphere with in situ aircraft instruments, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L22107, doi: 10.1029/2004GL020730, 2004.
- Gierens**, K., Schumann, U., Helten, M., Smit, H., and Wang, P.-H.: Ice-supersaturated regions and subvisible cirrus in the northern midlatitude upper troposphere, *J. Geophys. Res.*, 105, D18, 22743–22753, 2000.
- Goff**, J. A., and Gratch, S.: Low-pressure properties of water from -160 to 212 F, in *Transactions of the American society of heating and ventilating engineers*, pp 95–122, presented at the 52nd annual meeting of the American society of heating and ventilating engineers, New York, 1946.
- Goff**, J. A.: Saturation pressure of water on the new Kelvin temperature scale, *Transactions of the American society of heating and ventilating engineers*, pp 347–354, presented at the semi-annual meeting of the American society of heating and ventilating engineers, Murray Bay, Que. Canada, 1957.

Groß, J.-U., and Russell III, J. M.: Technical note: A stratospheric climatology for O₃, H₂O, CH₄, NO_x, HCl and HF derived from HALOE measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2797–2807, 2005.

Hagan, D. E., Webster C. R., Farmer C. B., May, R. D., Herman, R. L., Weinstock, E. M., Christensen, L. E., Lait, L. R., and Newman, P. A.: Validating AIRS upper atmosphere water vapor retrievals using aircraft and balloon in situ measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21103, doi: 10.1029/2004GL020302, 2004.

Hansford, G.M., Freshwater, R.A., Bösch, R.A., Cox, R.A., Jones, R.L., Pratt, K.F.E., and Williams, D.E.: A low cost instrument based on a solid state sensor for balloon borne atmospheric O₃ profile sounding, *J. Environ. Monit.*, 1, 158-162, 2005.

Hansford, G. M., Freshwater, R. A., Eden, L., Turnbull, K. F. V., Hadaway, D. E., Ostanin, V. P., and Jones, R. L.: Lightweight dew-/frost-point hygrometer based on a surface-acoustic-wave sensor for balloon-borne atmospheric water vapor profile sounding, *Rev. Sci. Instr.*, 77, 014502, 2006.

Harries, J. E., Russell III, J. M., Tuck, A. F., Gordley, L. L., Purcell, P., Stone, K., Bevilacqua, R. M., Gunson, M., Nedoluha, G., and Traub, W. A.: Validation of measurements of water vapor from the Halogen Occultation Experiment (HALOE), *J. Geophys. Res.*, 101, 10205-10216, 1996.

Hatsushika, H., and Yamazaki, K.: Stratospheric drain over Indonesia and dehydration within the tropical tropopause layer diagnosed by air parcel trajectories, *J. Geophys. Res.*, 108, D19, 4610, doi:10.1029/2002JD002986, 2003.

Hauchecorne, A., Godin, S., Marchand, M., Hesse, B., and Souprayen, C.: Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity, *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8289, doi:10.1029/2001JD000491, 2002.

Haynes, P. H., and Shepherd, T.: Report on the SPARC Tropopause workshop, SPARC Newsletter n°17, 3-10, 2001.

Hervig, M. E., and McHugh, M. J.: Cirrus detection using HALOE measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 719-722, 1999.

Heese, B., Godin, S. and Hauchecorne, A.: Forecast and simulation of stratospheric ozone filaments: A validation of a high-resolution PV advection model by airborne ozone lidar measurements in winter 1998–1999, *J. Geophys. Res.*, 106, D17, 20011–20024, 2001.

Heymsfield, A. J.: Precipitation development in Stratiform ice clouds: a microphysical and dynamical study, *J. Atmos. Sci.*, 34, 367-381, 1977.

Heymsfield, A. J. and Platt, C. M. R.: A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content, *J. Atmos. Sci.*, 41, 5, 846-855, 1984.

- Heymsfield**, A. J. and Donner, L. J.: A scheme for parameterizing ice-cloud water content in general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, 47, 15, 1865-1877, 1990.
- Heymsfield**, A. J., and Miloshevich, L. M.: Homogeneous Ice Nucleation and Supercooled Liquid Water in Orographic Wave Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 50, 15, 2335-2353, 1993.
- Heymsfield**, A. J., Miloshevich, L. M. and Twohy, C.: Upper-tropospheric relative humidity observations and implications for cirrus ice nucleation, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 9, 1343-1346, 1998.
- Heymsfield**, A. J., and Iaquinta, J.: Cirrus crystal terminal velocities, *J. Atmos. Sci.*, 57, 916–938, 2000.
- Heymsfield**, A. J.: Properties of tropical and midlatitude ice cloud particle ensembles. Part II: Applications for mesoscale and climate models, *J. Atmos. Sci.*, 60, 2592-2611, 2003.
- Highwood**, E. J., and Hoskins, B. J.: The tropical tropopause, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124, 1579– 1604, 1998.
- Hocke**, K., Kämpfer, N., Ruffieux, D., Froidevaux, L., Parrish, A., Boyd, I., von Clarmann, T., Steck, T., Timofeyev, Y. M., A. V. Polyakov and Kyrölä, E.: Comparison and synergy of stratospheric ozone measurements by satellite limb sounders and the ground-based microwave radiometer SOMORA, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4117-4131, 2007.
- Hoerling**, M. P., Schaack, T. K., and Lenzen, A. J.: A global analysis of stratospheric-tropospheric exchange during northern winter, *Mon. Weather Rev.*, 121, 162– 172, 1993.
- Holton**, J.R.: *An Introduction to Dynamic Meteorology* (3rd Ed.), Academic Press, 511 pp., 1992.
- Holton**, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B. and Pfister, L.: Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophys.*, 33, 4, 403-439, 1995.
- Holton**, J. R., and Gettelman, A.: Horizontal transport and dehydration in the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2799–2802, 2001.
- Hoskins**, B. J.: Towards a PV- θ view of the general circulation, *Tellus*, 43AB, 27– 35, 1991.
- IPCC** : Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp., 2007.
- James**, P., Stohl, A., Forster, C., Eckhardt, S., Seibert, P., and Frank, A.: A 15-year climatology of stratosphere–troposphere exchange with a Lagrangian particle dispersion model: 1. Methodology and validation, *J. Geophys. Res.*, 108, D12, doi:10.1029/2002JD002637, 2003a.

James, P., Stohl, A., Forster, C., Eckhardt, S., Seibert, P., and Frank, A.: A 15- year climatology of stratosphere – troposphere exchange with a Lagrangian particle dispersion model: 2. Mean climate and seasonal variability, *J. Geophys. Res.*, 108, D12, doi:10.1029/2002JD002639, 2003b.

Jensen, E. J., Toon, O. B., Pfister, L., and Selkirk, H. B.: Dehydration of the upper troposphere and lower stratosphere by subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 8, 825-828, 1996.

Jensen, E. J., Toon, O. B., Vay, S. A., Ovarlez, J., May, R., Bui, T. P., Twohy, H., Gandrud, B. W., Pueschel, R. F., and Schumann, U.: Prevalence of ice-supersaturated regions in the upper troposphere: Implications for optically thin ice cloud formation, *J. Geophys. Res.*, 106, D15, 17253-17266, 2001a.

Jensen, E., Pfister, L., Ackerman, A., and Toon, O.: A conceptual model of the dehydration of air due to freeze-drying by optically thin, laminar cirrus rising slowly across the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 106, 17 237–52, 2001b.

Jensen, E. and Pfister, L.: Transport and freeze-drying in the tropical tropopause layer, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 109, D02 207, doi:10.1029/2003JD004022, 2004.

Jensen, E. J., Pfister, L., Bui, T.-P., Weinheimer, A., Weinstock, E., Smith, J., Pittmann, J., Baumgardner, D., and McGill, M. J.: Formation of a Tropopause Cirrus Layer Observed over Florida during CRYSTAL-FACE, *J. Geophys. Res.*, 110, D03208, 25 doi:10.1029/2004JD004671, 2005a.

Jensen, E. J., Smith, J. B., Pfister, L., Pitman, J. V., Weinstock, E. M., Sayres, D. S., Herman, R. L., Troy, R. F., Rosenlof, K., Thompson, T. L., Fridlind, A. M., Hudson, P. K., Cziczo, D. J., Heymsfield, A. J., Schmitt, C., and Wilson, J. C.: Ice supersaturations exceeding 100% at the cold tropical tropopause: implications for cirrus formation and dehydration, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 851–862, 2005b.

Johnson, H. L., and Morgan, W. W.: Fundamental stellar photometry for standards of spectral type on the revised system of the Yerkes spectral atlas, *The Astrophysical Journal*, 117, 313-352, 1953.

Jones, R. L., and Pyle, J. A.: Observations of CH₄ and N₂O by the NIMBUS 7 SAMS: A Comparison With In Situ Data and Two-Dimensional Numerical Model Calculations, *J. Geophys. Res.*, 89, D4, PAGES 5263-5279, JUNE 30, 1984.

Keckhut, P., Hauchecorne, A., Bekki, S., Colette, A., David, C. and Jumelet, J.: Indications of thin cirrus clouds in the stratosphere at mid-latitudes, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 3407–3414, 2005.

Keckhut, P., Borch, F., Bekki, S., Hauchecorne, A. and SiLaouina, M. : Cirrus Classification at Midlatitude from Systematic Lidar Observations, *J. Appl. Meteor. Clim.*, 45, 249-258, 2006.

Kelly, K. K., Proffitt, M. H., Chan, K. R., Loewenstein, M., Podolske, J. R., Strahan, S. E., Wilson, J. C., and Kley, D.: Water-Vapor and Cloud Water Measurements over Darwin During the Step 1987 Tropical Mission, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 98, 8713–8723, 1993.

Khvorostyanov, V. and Sassen, K.: Cirrus cloud simulation using explicit microphysics and radiation. Part II: Microphysics, vapor and ice mass budgets, and optical and radiative properties, *J. Atmos. Sc.*, 55, 1822-1845, 1998.

Kiefer, M., von Clarmann, T., Grabowski, U., De Laurentis, M., Mantovani, R., Milz, M. and Ridolfi, M.: Characterization of MIPAS elevation pointing, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1615-1628, 2007.

Kley, D., Russell III, J. M., and Phillips, C.: SPARC (Stratospheric Processes And their Role in Climate) Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour, WCRP – 113, WMO/TD No. 1043, SPARC Report No.2, 2000.

Kyrölä, E. et al.: Nighttime ozone profiles in the stratosphere and mesosphere by the Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars on Envisat, *J. Geophys. Res.*, 111, D24306, doi: 10.1029/2006JD007193, 2006.

Kyrölä, E., Tamminen, J., Leppelmeier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., Bertaux, J.L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Cot, C., Korabiev, O., Fanton d'Anton, O., Barrot, G., Mangin, A., Théodore, B., Guirlet, M., Etanchaud, F., Snoeij, P., Koopman, R., Saavedra, L., Fraisse, R., Fussen, D., and Vanhellemont, F.: GOMOS on Envisat: an overview, *Adv. Space Res.*, 33, 1020-1028, 2004.

Lambert, A., Read, W. G., Livesey, N. J., Santee, M. L., Manney, G. L., Froidevaux, L., Wu, D. L., Schwartz, M. J., Pumphrey, H. C., Jimenez, C., Nedoluha, G. E., Cofield, R. E., Cuddy, D. T., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Fuller, R. A., Jarnot, R. F., Knosp, B. W., Pickett, H. M., Perun, V. S., Snyder, W. V., Stek, P. C., Thurstans, R. P., Wagner, P. A., Waters, J. W., Jucks, K. W., Toon G. C., Stachnik, R. A., Bernath, P. F., Boome, C. D., Walker, K. A., Urban, J., Murtagh, D., Elkins, J. W., and Atlas, E.: Validation of the Aura Microwave Limb Sounder middle atmosphere water vapor and nitrous oxide measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, D24S36, doi:10.1029/2007JD008724, 2007.

Lefèvre, F., Brasseur, G. P., Folkins, I., Smith, A. K., and Simon, P.: Chemistry of the 1991-1992 stratospheric winter: Three-dimensional model simulations, *J. Geophys. Res.*, 99, 8183-8195, 1994.

Lefèvre, F., Figarol, F., Carslaw, K. S., and Peter, T.: The 1997 Arctic depletion quantified from three-dimensional model simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2425-2428, 1998.

Lelieveld, J., Brühl, C., Jöckel, P., Steil B., Crutzen, P. J., Fischer, H., Giorgetta, M. A. Hoor, P., Lawrence, M. G., Sausen, R. and Tost, H.: Stratospheric dryness: model simulations and satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1313-1332, 2007.

Logan, J. A.: An analysis of ozonesonde data for the troposphere: Recommendations for testing 3 -D models and development of a gridded climatology for tropospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, 104, D13, 16115-16149, 1999.

London, J.: In Proceedings of the Nato Advanced Institute on Atmospheric Ozone (Portugal), U.S. Dept. of Transportation, FAA-Washington, D. C., USA-No. FAA-EE-80-20, 1980.

Malardel, S.: Fondamentaux de meteorology – A l'école du temps, Météo France, Cépaduès éditions, 724 pages, I.S.B.N.: 2.85428.631.6, 2005.

Marécal, V., Durry, G., Longo, V., Freitas, S., Rivière, E. D., and Pirre, M.: Mesoscale modelling of water vapour in the tropical UTLS: two case studies from the HIBISCUS campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1471-1489, 2007.

Mauldin III, L.E., Zaun, N.H, McCormick, M.P, Guy, J.H., and Vaughan, W.P.: Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II Instrument: A Functional Description, *Opt. Eng.*, 24, 307-312, 1985.

McIlven, J. F. R.: Fundamental of Weather and Climate, Wokingham, Van Norstrand Reinhold, 457 pp., 1992.

McIntyre, M. E., and Palmer, T. N.: The 'surf zone' in the stratosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 825-849, 1984.

Menzel, W. P., Smith, W. L. and Stewart, T. R.: Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS, *J. Appl. Meteor.*, 22, 377-384, 1983.

Meloan, J., Siegmund, P., van Velthoven, P., Kelder, H., Sprenger, M., Wernli, H., Kentarchos, A., Roelofs, G., Feichter, J., Land, C., Forster, C., James, P., Stohl, A., Collins, W., and Cristofanelli, P.: Stratosphere-troposphere exchange: A model and method intercomparison, *J. Geophys. Res.*, 108, D12, doi:10.1029/2002JD002277, 2003.

Milz, M., von Clarmann, T., Fischer, H., Glatthor, N., Grabowski, U., Höpfner, M., Kellmann, S., Kiefer, M., Linden, A., Mengistu Tsidu, G., Steck, T., Stiller G. P., Funke, B., Lo'pez-Puertas, M., Koukouli, M. E.: Water vapor distributions measured with the Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding on board Envisat (MIPAS/Envisat), *J. Geophys. Res.*, 110, D24307, doi:10.1029/2005JD005973, 2005.

Monge-Sanz, B. M., Chipperfield, M. P., Simmons, A. J., and Uppala, S. M.: Mean age of air and transport in a CTM: comparison of different ECMWF analyses. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04801, doi:10.1029/2006GL028515, 2007.

Morgenstern, O., and Carver, G.: Quantification of filaments penetrating the subtropical barrier, *J. Geophys. Res.*, 104, 31275-31286, 1999.

Mote, P. W., Holton, J. R., and Boville, B. A.: Characteristics of stratosphere-troposphere exchange in a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 99, D8, 16815-16829, 1994.

Mote, P. W., Rosenlof, K. H., McIntyre, M. E., Carr, E. S., Gill, J. C., Holton, J. R., Kinnersley, J. S., Pumphrey, H. c., Russell III, J. M., and Waters, J. W.: An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, 101, 3989– 4006, 1996.

Mote, P. W., Dunkerton, T. J., McIntyre, M. E., Ray, E. A., Haynes, P. H., and Russell III, J. M.: Vertical velocity, vertical diffusion, and dilution by midlatitude air in the tropical lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, D8, 8651-8666, 1998.

- Nedoluha**, G. E., Bevilacqua, R. M., Gomez, R. M., Siskind, D. E., Hicks, B. C., Russell III, J. M., and Connor, B. J.: Increases in middle atmospheric water vapour as observed by the Halogen Occultation Experiment and the groundbased Water Vapor Millimeter-wave Spectrometer from 1991 to 1997, *J. Geophys. Res.*, 103, 3531–3543, 1998.
- Nedoluha**, G. E., Bevilacqua, R. M., Gomez, R. M., Hicks, B. C., Russell, J. M., and Connor, B. J.: An evaluation of trends in middle atmospheric water vapor as measured by HALOE, WVMS, and POAM, *J. Geophys. Res.*, 108, D13, 4391, doi:10.1029/2002JD003332, 2003.
- Newell**, R. E., and Gould-Stewart, S.: A stratospheric fountain?, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2789–2796, 1981.
- Nielsen**, J. K., Larsen, N., Cairon, F., Donfrancesco, G. Di., Rosen, J. M., Durry, G., Hels, G., and Pommereau, J.-P.: Solid particles in the tropical lower stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 685-695, 2007.
- O'Connor**, M., Vaughan, G. and Da Backer, H.: Observations of subtropical air in the European mid-latitude lower stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 2965-2986, 1999.
- Oelhaf**, H., Fix, A., Schiller, C., Chance, K., Gurlit, W., Ovarlez, J., Renard, J.-B., Rohs, S., Wetzell, G., Von Clarmann, T., Milz, M., Wang, D.-Y., Remedios, J. J., and Waterfall, A. M.: Validation of MIPAS-ENVISAT version 4.61 operational data with balloon and aircraft measurements: H₂O, ESA SP-562, August 2004.
- Oikonomou**, E. K., and O'Neill, A.: Evaluation of ozone and water vapor fields from the ECMWF reanalysis ERA-40 during 1991–1999 in comparison with UARS satellite and MOZAIC aircraft observations, *J. Geophys. Res.*, 111, D14109, doi:10.1029/2004JD005341, 2006.
- Oinas**, V., Lacis, A. A., Rind, D., Shindell, D. T., and Hansen, J. E.: Radiative cooling by stratospheric water vapour: big differences in GCM results, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 14, 2791-2794, 2001.
- Oltmans**, S. J. and Hofmann, D. J.: Increase in lower-stratospheric water vapour at a midlatitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994, *Nature*, 374, 146–149, 1995.
- Oltmans**, S. J., Vömel, H., Hofmann, D. J., Rosenlof, K. H., and Kley, D.: The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C., and Boulder, Colorado, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3453–3456, doi: 10.1029/2000GL012133, 2000.
- Orsolini**, Y., Cariolle, D. and Deque, M.: Ridge formation in the lower stratosphere and its influence on ozone transport: A general circulation model study during late January 1992, *J. Geophys. Res.*, 100, 11113-11135, 1995.
- Ovarlez**, J. and Van Velthoven, P.: Comparison of Water Vapor Measurements with Data Retrieved from ECMWF Analyses during the POLINAT Experiment, *J. Appl. Met.*, 36, 1329-1335, 1997.

Ovarlez, J., Van Velthoven, P., Sachse, G., Vay, S., Schlager, H. and Ovarlez, H.: Comparison of water vapor measurements from POLINAT 2 with ECMWF analyses in high-humidity conditions, *J. Geophys. Res.*, 105, D3, 3737– 3744, 2000.

Ovarlez, J., Gayet, J.-F., Gierens, K., Ström, J., Ovarlez, H., Auriol, F., Busen, R., and Schumann, U.: Water vapour measurements inside cirrus clouds in Northern and Southern hemispheres during INCA, *Geophys. Res. Lett.*, 29, No. 16, 1813, 10.1029/2001GL014440, 2002.

Parkinson, C. L.: Aqua: An Earth-Observing Satellite Mission to Examine Water and Other Climate Variables, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 173–183, 2003.

Peters, D., and Waugh, D. W.: Influence of Barotropic Shear on the Poleward advection of upper-tropospheric air, *J. Atmos. Sci.*, 53, 21, 3013-3031, 1996.

Piccolo, C. and Dudhia, A.: Precision validation of MIPAS-Envisat products, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1915-1923, 2007.

Pierrehumbert, R. T.: Lateral mixing as a source of subtropical water vapour, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 151-154, 1998.

Pierrehumbert, R. T. and Roca, R.: Evidence for Control of Atlantic Subtropical Humidity by Large Scale Advection, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 24, 4537-4540, 1998.

Pommereau, J. P., and Piquard, J.: Ozone and nitrogen dioxide vertical distributions by uv-visible solar occultation from balloons, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1227-1230, 1994.

Pommereau, J.-P., and the Hibiscus team: An overview of the HIBISCUS campaign, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 2389-2475, 2007.

Potter, B. E. and Holton, J. R.: The Role of Monsoon Convection in the Dehydration of the Lower Tropical Stratosphere., *J. Atmos. Sci.*, 52, 1034–1050, 1995.

Pumphrey, H. C.: Validation of a new prototype water vapour retrieval for the UARS Microwave Limb Sounder, *J. Geophys. Res.*, 104, D8, 9399-9412, 1999.

Pumphrey, H. C., Clark, H. L. and Harwood, R. S.: Lower stratospheric water vapor measured by UARS MLS, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 12, 1691-1694, 2000.

Randel, W. J., Wu, F., Gettelman, A., Russell III, J. M., Zawodny, J. M. and Oltmans, S. J.: Seasonal variation of water vapor in the lower stratosphere observed in Halogen Occultation Experiment data, *J. Geophys. Res.*, 106, D13, 14313-14325, 2001.

Randel, W. J., Wu, F., Oltmans, S. J., Rosenlof, K., and Nedoluha, G. E.: Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures, *J. Atmos. Sci.*, 61, 2133-2148, 2004.

Randel, W. J., Wu, F., Vömel, H., Nedoluha, G. E. and Forster, P.: Decreases in stratospheric water vapour after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation, *J. Geophys. Res.*, 111, D12312, doi: 10.1029/2005JD006744, 2006.

- Raspollini**, P., Belotti, C., Burgess, A., Carli, B., Carlotti, M., Ceccherini, S., Dinelli, B. M., Dudhia, A., Flaud, J.-M., Funke, B., Höpfner, M., López-Puertas, M., Payne, V., Piccolo, C., Remedios, J. J., Ridolfi, M. and Spang, R.: MIPAS level 2 operational analysis, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5605-5630, 2006.
- Read**, W. G., Lambert, A., Bacmeister, J., Cofield, R. E., Christensen, L. E., Cuddy, D. T., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Fetzer, E., Froidevaux, L., Fuller, R., Herman, R., Jarnot, R. F., Jiang, J. H., Jiang, Y. B., Kelly, K., Knosp, B. W., Kovalenko, L. J., Livesey, N. J., Liu, H.-C., Manney, G. L., Pickett, H. M., Pumphrey, H. C., Rosenlof, K. H., Sabounchi, X., Santee, M. L., Schwartz, M. J., Snyder, W. V., Stek, P. C., Su, H., Takacs, L. L., Thurstans, R. P., Vömel, H., Wagner, P. A., Waters, J. W., Webster, C. R., Weinstock, E. M. and Wu, D. L. : Aura Microwave Limb Sounder upper tropospheric and lower stratospheric H₂O and relative humidity with respect to ice validation, *J. Geophys. Res.*, 112, D24S35, doi:10.1029/2007JD008752, 2007.
- Remedios**, J. J., Leigh, R. J., Waterfall, A. M., Moore, D. P., Sembhi, H., Parkes, I., J. Greenhough, Chipperfield, M. P and Hauglustaine, D.: MIPAS reference atmospheres and comparisons to V4.61/V4.62 MIPAS level 2 geophysical data sets, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 9973-10017, 2007.
- Rohs**, S., Schiller, C., Riese, M., Engel, A., Schmidt, U., Wetter, T., Levin, I., Nakazawa, T., and Aoki, S.: Long-term changes of methane and hydrogen in the stratosphere in the period 1978-2003 and their impact on the abundance of stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, 111, D14315, doi:10.1029/2005JD006877, 2006.
- Rosenkranz**, P. W.: Retrieval of temperature and moistures profiles from AMSU-A AMSU-B measurements, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, 39, 2429-2435, 2001.
- Rosenlof**, K. H., Tuck, A. F., Kelly, K. K., Russell, J. M. III, and McCormick, M. P.: Hemispheric asymmetries in water vapor and inferences about transport in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 102, D11, 13213–13234, 1997.
- Rosenlof**, K. H., Oltmans, S. J., Kley, D., Russell III, J. M., Chiou, E.-W., Chu, W. P., Johnson, D. G., Kelly, K. K., Michelsen, H. A., Nedoluha, G. E., Remsberg, E. E., Toon, G. C., and McCormick, M. P.: Stratospheric water vapor increases over the past half-century, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 7, 1195– 1198, 2001.
- Russel III**, J. M., Gordley, L. L., Park, J. H., Drayson, S. R., Hesketh, W. D., Cicerone, R. J., Tuck, A. F., Frederick, J. E., Harries, J. E., and Crutzen P. J.: The HALogen Occultation Experiment, *J. Geophys. Res.*, 98, 10777–10797, 1993.
- Sassen**, K., Griffin, M. K. and Dodd, G. C.: Optical scattering and microphysical properties of subvisual cirrus clouds, and climatic implications, *J. Appl. Meteor.*, 28, 91-98, 1989.
- Sassen**, K. and Campbell, J. R.: A Midlatitude Cirrus Cloud Climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part I: Macrophysical and Synoptic Properties, *J. Atmos. Sci.*, 58, 481-496, 2001.

Sassen, K. and Comstock, J.: A midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part III: Radiative properties, *J. Atmos. Sci.*, 58, 2113-2127, 2001.

Sauvage, L., Chepfer, H., Trouillet, V., Flamant, P. H., Brogniez, G., Pelon, J. and Albers, F.: Remote sensing of cirrus radiative parameters during EUCREX'94. Case study of 17 April 1994. Part I: Observations, *Monthly weather review*, 127, 486-503, 1999.

Scherer, M., Vömel, H., Fueglistaler, S., Oltmans, S. J., and Staehelin, J.: Trends and variability of midlatitude stratospheric water vapour deduced from the re-evaluated Boulder balloon series and HALOE, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 14511–14542, 2007.

Schmidt, U., and Khedim, A.: In situ measurements of carbon dioxide in the winter Arctic vortex and at midlatitudes: an indicator of the “age” of stratospheric air, *Geophys. Res. Lett.*, 18, No. 4, 763-766, 1991.

Schoeberl, M. R.: Extratropical stratosphere-troposphere mass exchange, *J. Geophys. Res.*, 109, D13303, doi:10.1029/2004JD004525, 2004.

Seidel, D. J., Ross, R. J., Angell, J. K., and Reid, G. C.: Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, *J. Geophys. Res.*, 106, 7857– 7878, 2001.

Seo, K.-H., and Bowman, K. P.: A climatology of isentropic cross-tropopause exchange, *J. Geophys. Res.*, 106, 28,159– 28,172, 2001.

Sherwood, S. C.: A stratospheric “Drain” over the Maritime Continent, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 5, 677-680, 2000.

Sherwood, S. C., and Dessler, A. E.: On the control of stratospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2513–2516, 2000.

Simmons, A.J., Untch, A., Jakob, C., Kallberg, P., and Unden, P.: Stratospheric water vapour and tropical tropopause temperatures in ECMWF analyses and multi-year simulations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 353-386, 1999.

Sofieva, V. F., Kyrölä, E., Hassinen, S., Backman, L., Tamminen, J., Seppälä, A., Thölix, L., Gurvich, A. S., Kan, V., Dalaudier, F., Hauchecorne, A., Bertaux, J.-L., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d’Anton, O., Barrot, G., Mangin, A., Guirlet, M., Fehr, T., Snoeij, P., Saavedra, L., Koopman, R. and R. Fraisse : Global analysis of scintillation variance: Indication of gravity wave breaking in the polar winter upper stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L03812, doi: 10.1029/2006GL028132, 2007.

Smithsonian Met. Tables, 5th ed., pp. 350, 1984.

Spichtinger, P., Gierens, K., and Wernli, H.: A case study on the formation and evolution of ice supersaturation in the vicinity of a warm conveyor belt’s outflow region, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 973–987, 2005.

- Sprenger, M.**, and Wernli, H.: A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA15 time period (1979-1993), *J. Geophys. Res.*, 108, D12, 8521, doi: 10.1029/2002JD002636, 2003.
- Stenke, A.** and Grewe, V.: Simulation of stratospheric water vapor trends: impact on stratospheric ozone chemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1257–1272, 2005.
- Stohl, A.**, Bonasoni, P., Cristofanelli, P., Collins, W., Feichter, J., Frank, A., Forster, C., Gerasopoulos, E., Gäggeler, H., James, P., Kentarchos, T., Kromp-Kolb, H., Krüger, B., Land, C., Meloen, J., Papayannis, A., Priller, A., Seibert, P., Sprenger, M., Roelofs, G. J., Scheel, H. E., Schnabel, C., Siegmund, P., Tobler, L., Trickl, T., Wernli, H., Wirth, V., Zanis, P. and Zerefos, C.: Stratosphere-troposphere exchange : A review, and what we have learned from STACCATO, *J. Geophys. Res.*, 108, D12, 8516, doi:10.1029/2002JD002490, 2003.
- Stohl, A.**, Cooper, O., and James, P.: A cautionary note on the use of meteorological analysis data for quantifying atmospheric mixing, *J. Atmos. Sci.*, 61, 1446-1453, 2004.
- Susskind, J.**, Barnet, C. D., and Blaisdell, J. M.: Retrieval of Atmospheric and Surface Parameters from AIRS/AMSU/HSB Data in the Presence of Clouds, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 390–409, 2003.
- Tabazadeh, A.**, Santee, M. L., Danilin, M. Y., Pumphrey, H. C., Newman, P. A., Hamitl, P. J., Mergenthaler, J. L.: Quantifying Denitrification and Its Effect on Ozone Recovery, *Science*, 288, 1407-1411, 2000.
- Taha, G.**, Thomason, L. W., and Burton, S. P.: Comparison of Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) II version 6.2 water vapor with balloon-borne and space-based instruments, *J. Geophys. Res.*, 109, D18313, doi: 10.1029/2004JD004859, 2004.
- Tobin, D. C.**, Revercomb, H. E., Knuteson, R. O., Lesht, B. M., Strow, L. L., Hannon, S. E., Feltz, W. F., Moy, L. A., Fetzer, E. J. and Cress, T. S. : Atmospheric Radiation Measurement site atmospheric state best estimates for Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapour retrieval validation, *J. Geophys. Res.*, 111, D09S14, doi:10.1029/2005JD006103, 2006.
- Thomason, L. W.**, Burton, S. P., Iyer, N., Zawodny, J. M., and Anderson, J.: A revised water vapor product for the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) II version 6.2 data set, *J. Geophys. Res.*, 109, D06312, doi:10.1029/2003JD004465, 2004.
- Vaughan, G.**, and Timmis, C.: Transport of near-tropopause air into the lower midlatitude stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 124, 1559-1578, 1998.
- Vömel, H.**, and Oltmans, S. J.: Comment on "A reexamination of the 'stratospheric fountain' hypothesis" by A. E. Dessler, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 17, 2737-2738, 1999.
- von Clarmann, T.**, Ceccherini, S., Doicu, A., Dudhia, A., Funke, B., Grabowski, U., Hilgers, S., Jay, V., Linden, A., López-Puertas, M., Martín-Torres, Payne, V., Reburn, J., Ridolfi, M., Schreier, F., Schwarz, G., Siddans, R. and Steck, T.: A blind test retrieval experiment for infrared limb emission spectrometry, *J. Geophys. Res.*, 108, D23, 4746, doi:10.1029/2003JD003835, 2003.

Wagner, W., and Pruss, A.: International Equations for the Saturation Properties of Ordinary Water Substance. Revised According to the International Temperature Scale of 1990. Addendum to J. Phys. Chem. Ref. Data 16, 893 (1987), J. Phys. Chem. Ref. Data, 22, 783-787, 1993.

Wagner, W., Saul, A., and Pruß, A.: International Equations for the Pressure Along the Melting and Along the Sublimation Curve of Ordinary Water Substance, J. Phys. Chem. Ref. Data, 23, 515-527, 1994.

Wagh, D. W., Plumb, R. A., Elkins, J. W., Fahey, D. W., Boering, K. A., Dutton, G. S., Volk, C. M., Keim, E., Gao, R.-S., Daube, B. C., Wofsy, S. C., Loewenstein, M., Podolske, J. R., Chan, K. R., Proffitt, M. H., Kelly, K. K., Newman, P. A., and Lait, L. R.: Mixing of polar vortex air into middle latitudes as revealed by tracer-tracer scatterplots, J. Geophys. Res., 102, 13119–13134, 1997.

Weatherhead, E. C. and Andersen, S. B.: The search for signs of recovery of the ozone layer, Nature, 441, 39–45, 2006.

Wei, M. Y.: A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and the troposphere, J. Atmos. Sci., 44, 3079-3086, 1987.

Wernli, H., and Bourqui, M.: A Lagrangian “one-year climatology” of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical northern hemisphere, J. Geophys. Res., 107, D2, 4021, doi:10.1029/2001JD000812, 2002.

Wielicki, B. A., and Coakley, J. A.: Cloud retrieval using infrared sounder data: Error analysis, J. Appl. Meteor., 20, 157-169, 1981.

Wylie, D. P. and Menzel, W. P.: Two years of cloud cover statistics using VAS, J. Clim., 2, 380-392, 1989.

Zahn, A., Franz, P., Bechtel, C., Grooß, J.-U., and Röckmann, T.: Modelling the budget of middle atmospheric water vapour isotopes, Atmos. Chem. Phys., 6, 2073–2090, 2006.

Zhou, X.-L., Geller, M. A., and Zhang, M.: Cooling trend of the tropical cold point tropopause temperatures and its implications, J. Geophys. Res., 106, 1511–1522, doi: 10.1029/2000JD900472, 2001.

Annexe 1

Intensité des étoiles occultées par GOMOS dans chaque bande spectrale

1. Définition de l'intensité des étoiles :	188
2. Table des intensités des étoiles :	189

1. Définition de l'intensité des étoiles :

GOMOS est un spectromètre à occultation stellaire contenant les informations (position, magnitude...) des 898 étoiles du catalogue Hipparcos [1997] de magnitude inférieure à 4,5 ainsi que les informations de 7 planètes (Mercure, Vénus, Mars, Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune), de la Lune et d'un certain nombre de zones sombres du ciel. Cependant compte tenu de la géométrie du satellite ENVISAT et du champ de vision de GOMOS, 179 étoiles et 3 planètes (Mars, Jupiter et Saturne) sont finalement utilisées pour les occultations. Ces étoiles sont numérotées de 1 à 180 par ordre décroissant de brillance c'est-à-dire par magnitudes visuelles apparentes mv croissantes avec :

$$mv = -2,5 \log_{10} \left(\frac{F}{F_0} \right)$$

où F est le flux de l'étoile effectivement reçu par la Terre dans le filtre visible du système UVB établi par Johnson et Morgan [1953]. Ce filtre est centré sur 540 nm et laisse passer les longueurs d'onde entre approximativement 480 et 680 nm.

et F_0 est le flux de référence généralement celui de Véga pris à 555,6 nm de $3,52 \cdot 10^{-23} \text{ W.m}^{-2}.\text{Hz}^{-1}$ pour une magnitude de 0,048.

Pour avoir une mesure plus précise du rapport de mélange des constituants sondés, il faut avant tout que l'intensité lumineuse récupérée par le spectromètre soit forte pour avoir un rapport signal sur bruit élevé donc que l'étoile soit brillante. Pour les constituants utilisant le spectromètre visible (405-675 nm) tels que l'ozone, le dioxyde d'azote, il suffira alors de prendre les étoiles avec le plus faible numéro disponible à la latitude et période désirée. Par contre, pour les mesures de vapeur d'eau ayant lieu dans le proche infrarouge, la seule considération de la magnitude apparente ne suffit pas. En effet, en assimilant les étoiles à des corps noirs, selon la loi de Wien, leur émission est maximale à une longueur d'onde donnée dépendant uniquement de leur température selon la relation :

$$\lambda_{\max} = \frac{h \times c}{4,9651 \times k \times T} \quad \text{avec } \lambda_{\max} \text{ en m et } T \text{ en K.}$$

où h est la constante de Planck : $h \approx 6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$

k est la constante de Boltzmann : $k \approx 1,381 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$

c est la vitesse de la lumière : $c \approx 2,998 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$

Ainsi, les étoiles froides ($\sim 3000 \text{ K}$) émettent principalement dans l'infrarouge alors que les étoiles chaudes ($\sim 10000 \text{ K}$) émettent principalement dans l'ultraviolet. Dans ce contexte, afin

de savoir quelle étoile utiliser préférentiellement pour un constituant donné, une table des intensités de chaque étoile dans chaque spectromètre GOMOS a été réalisée.

2. Table des intensités des étoiles :

GOMOS est constitué de 4 spectromètres dont les caractéristiques sont résumées au tableau 1.

Bandes spectrales	Longueurs d'onde (nm)	Résolutions spectrales (nm)	Usages principaux
UV	250-375	1,2	O ₃ , NO ₂ , NO ₃ , OClO, BrO, aérosols
VIS	405-675	1,2	O ₃ , NO ₂ , NO ₃ , OClO, BrO, aérosols
IR1	756-773	0,2	O ₂ , densité, température
IR2	926-952	0,2	H ₂ O

Tableau 1 : Récapitulatif des caractéristiques des quatre spectromètres de GOMOS. D'après ESA, 2001.

Les spectres de référence de 102021 occultations réalisées au cours de l'année 2003 ont été sélectionnés. Chaque spectre de référence représente le flux moyen d'une étoile sur les quatre spectromètres obtenu en moyennant 10 mesures GOMOS hors atmosphère de 0,5 s. Pour chaque étoile et pour chaque spectromètre, l'intensité moyenne ainsi que l'écart-type de ces spectres de référence ont été calculés en électron et sont donnés au tableau 2. Le nombre total d'occultations utilisées pour chaque étoile est également indiqué dans ce tableau ainsi que la répartition de ces occultations selon les conditions d'illumination de l'atmosphère et de l'instrument. En « bright », l'atmosphère et le satellite sont éclairés par la lumière du soleil contrairement au « dark » où les deux sont dans la nuit. En « twilight », l'atmosphère est dans la pénombre, typiquement au coucher et au lever du soleil alors que l'instrument est dans la nuit. En « straylight », l'atmosphère est dans la nuit mais l'instrument est éclairé par le soleil. Du coup, en « twilight+straylight », l'atmosphère est dans la pénombre et le satellite est éclairé par le soleil.

Trois étoiles sont absentes de ce tableau, la 21 (Alp2Cen) qui est en fait observée avec la 4 (Alp1Cen) vu que ces deux étoiles forment une étoile double et les étoiles 115 (34Ups Sco) et 156 (20Sig Sco) qui n'ont été observées que 19 fois et 4 fois respectivement entre septembre 2002 et juillet 2006.

Les rapports de mélange en vapeur d'eau étant déduits du spectromètre IR2, d'après le tableau 2, les 9 étoiles les plus adaptées pour la mesure de ce constituant sont dans l'ordre d'intensité décroissante les numéros : 14-16-3-1-26-13-4-2-63. Les étoiles ne permettant d'effectuer que

des mesures de jour n'ont pas été sélectionnées du fait de la lumière parasite du soleil qui rend la calibration des mesures encore plus difficile et ainsi les mesures de moins bonne qualité. Parmi ces neuf étoiles, la 4 n'est finalement pas utilisée car s'agissant d'une étoile double, le système qui sert à centrer le flux de l'étoile sur les spectromètres ne parvient pas à le faire correctement du fait du double barycentre lumineux.

Numéro d'étoile GOMOS	Intensité moyenne UV	Ecart-type intensité UV	Intensité moyenne VIS	Ecart-type intensité VIS	Intensité moyenne IR1	Ecart-type intensité IR1	Intensité moyenne IR2	Ecart-type intensité IR2	Nombre total	Nombre en dark	Nombre en bright	Nombre en twilight	Nombre en staylight	Nombre en twilight+straylight
1 - 9AlpCma	55264	808	151553	1965	22326	145	7139	109	1295	542	0	0	656	97
2 – Alp Car	12942	193	76353	862	14762	68	5392	36	1494	1494	0	0	0	0
3 – 16Alp Boo	953	18	34288	145	19290	218	8363	103	449	0	312	0	51	86
4 – Alp1Cen	5874	127	44596	127	15070	74	5518	35	792	565	0	0	227	0
5 – 3Alp Lyr	13148	111	38874	381	6080	166	1968	56	906	0	906	0	0	0
6 – Alp Aur	3328	64	31129	77	11929	124	4462	51	595	0	595	0	0	0
7 – 19Bet Ori	27418	477	34225	490	5318	63	1629	22	793	268	24	0	372	129
8 – 10Alp CMi	6041	77	25716	152	6714	36	2326	20	950	352	147	197	0	254
9 – Alp Eri	26075	314	28043	351	3564	38	1036	27	1230	1230	0	0	0	0
10 – Bet Cen	40558	686	25027	111	2877	22	755	21	503	490	0	0	13	0
11 - 53Alp Aql	4827	55	18532	86	3896	144	1288	38	687	218	378	0	22	69
12 – Alp1Cru	35846	384	21818	152	2463	24	640	21	999	893	0	0	106	0
13 – 87Alp Tau	154	17	14106	115	11531	58	5573	25	700	329	111	52	0	208
14 – 58Alp Ori	114	15	18504	1219	25696	883	14622	240	597	327	35	0	0	235
15 – 67Alp Vir	27466	373	17545	213	2085	43	555	13	655	25	389	0	58	183
16- 21Alp Sco	369	14	13758	190	17620	165	10190	70	540	259	0	59	111	111
17 – 78Bet Gem	667	24	11351	115	5016	111	1952	36	748	0	581	0	19	148
18 -24Alp PsA	3805	62	13383	117	2247	14	738	10	1289	268	0	0	622	399
19 – 50Alp Cyg	4080	83	12173	134	2429	117	812	44	866	0	866	0	0	0
20 – Bet Cru	23484	326	13980	88	1584	21	416	21	289	280	0	0	9	0
22 – 32Alp Leo	7191	87	11833	155	1716	91	531	29	789	33	508	0	93	155
23 – 21Eps Cma	15976	113	10819	178	1313	18	350	17	1003	568	0	0	435	0
24 – 66Alp Gem	3121	54	9348	183	1596	100	518	31	480	0	420	0	0	60
25 – 35Lam Sco	14894	276	9842	129	1143	16	304	14	501	272	0	19	43	167
26 – Gam Cru	69	15	7058	141	9648	118	6035	58	370	212	0	0	158	0
27 – 24Gam Ori	13280	95	9546	89	1143	20	306	17	621	471	42	0	0	108
28 – 12 Bet Tau	6504	37	8990	119	1242	72	373	23	715	0	214	0	59	442
29 – Bet Car	2477	30	8789	92	1354	17	458	16	711	711	0	0	0	0
30 – 46Eps Ori	14448	216	8803	146	1134	23	307	16	898	478	19	0	225	176
31 – Alp Gru	6182	72	8370	74	1105	12	328	11	958	243	0	0	715	0
32 – 77Eps UMa	2543	35	8040	76	1441	110	457	47	639	0	639	0	0	0

Numéro d'étoile GOMOS	Intensité moyenne UV	Ecart-type intensité UV	Intensité moyenne VIS	Ecart-type intensité VIS	Intensité moyenne IR1	Ecart-type intensité IR1	Intensité moyenne IR2	Ecart-type intensité IR2	Nombre total	Nombre en dark	Nombre en bright	Nombre en twilight	Nombre en staylight	Nombre en twilight+straylight
33 – 50Zet Ori	14596	152	8515	171	1040	16	279	11	100	18	0	0	25	57
34 – Gam2Vel	14104	141	8257	132	1070	19	271	18	828	666	0	0	162	0
35 – 33Alp Per	896	18	6749	38	2045	78	757	33	707	0	707	0	0	0
36 – 50Alp UMa	374	17	6266	41	3119	113	1207	49	1661	0	1661	0	0	0
37 – 25Del CMa	553	22	6321	40	2004	35	769	22	159	146	0	0	13	0
38 – 20Eps Sgr	2570	58	7629	72	1168	17	392	15	780	496	162	27	26	69
39 – 85Eta UMa	7902	573	7753	545	1240	123	350	52	882	0	882	0	0	0
40 – The Sco	1047	22	6601	69	1682	17	608	13	474	270	0	0	128	76
41 – Eps Car	903	22	5840	66	4286	29	1934	21	659	659	0	0	0	0
42 – 34Bet Aur	2124	39	7021	163	1307	92	422	39	643	0	643	0	0	0
43 – Alp trA	92	11	5422	22	3362	15	1422	16	338	325	0	0	13	0
44 – 24Gam Gem	2067	28	6788	114	1082	43	362	17	692	18	296	0	0	378
45 – Alp Pav	8190	110	7285	80	882	13	246	13	685	328	0	0	357	0
46 – Del Vel	2029	86	6679	277	1063	44	349	20	603	519	0	0	84	0
47 – 2Bet CMa	11137	137	7033	137	819	22	217	15	392	175	0	0	217	0
48 – 30Alp Hya	79	16	5070	22	3269	26	1426	19	855	355	0	72	233	195
49 – 1Alp UMi	738	64	5619	80	1903	127	691	74	2975	0	2975	0	0	0
50 – 13Alp Ari	202	23	5020	39	2597	83	1066	27	252	77	90	85	0	0
51 – Gam1Leo	252	20	5080	72	2699	132	1112	39	490	0	339	0	30	121
52 – 16Bet Cet	285	14	4955	38	2204	18	862	8	794	213	0	0	454	127
53 – 43Bet And	78	27	4791	78	4291	159	2122	48	1024	0	593	0	135	296
54 – 5The Cen	274	16	4817	20	2164	17	858	28	487	218	0	85	179	5
55 – 79Zet UMa	1981	128	6112	302	1186	109	367	49	405	0	405	0	0	0
56 – 53Kap Ori	9899	129	6264	141	804	16	220	10	233	68	0	0	124	41
57 – 34Sig Sgr	7533	127	6335	45	782	35	214	16	595	328	173	62	5	27
58 – 21Alp And	4176	61	6216	81	1034	109	304	37	510	0	428	0	12	70
59 – 55Alp Oph	1433	24	5640	78	1187	154	388	42	446	71	232	0	101	42
60 – 7Bet UMi	124	38	4843	43	3440	119	1522	60	2515	0	2515	0	0	0
61 – 8Eps Peg	79	25	3492	68	2431	150	1004	39	750	136	489	40	0	85
62 – 94Bet Leo	1601	31	5474	115	1085	148	354	46	262	0	155	0	0	107
63 – Bet Gru	43	9	4257	336	7508	359	5355	127	467	108	0	0	359	0

Numéro d'étoile GOMOS	Intensité moyenne UV	Ecart-type intensité UV	Intensité moyenne VIS	Ecart-type intensité VIS	Intensité moyenne IR1	Ecart-type intensité IR1	Intensité moyenne IR2	Ecart-type intensité IR2	Nombre total	Nombre en dark	Nombre en bright	Nombre en twilight	Nombre en staylight	Nombre en twilight+straylight
64 – Gam Cen	1768	36	5576	40	842	21	278	16	538	321	0	0	217	0
65 – Lam Vel	44	16	4121	46	3439	40	1616	25	752	544	0	0	208	0
66 – 37Gam Cyg	466	11	4495	48	1642	105	596	42	1029	0	1029	0	0	0
67 – 5Alp CrB	1862	31	5244	64	870	143	277	38	161	0	69	0	4	88
68 – 18Alp Cas	193	11	4117	36	2176	99	819	39	773	0	773	0	0	0
69 – 33Gam Dra	86	11	4147	38	3205	98	1431	36	631	0	631	0	0	0
70 – Zet Pup	11049	120	5601	93	652	15	167	16	827	537	0	0	290	0
71 – Iot Car	789	18	4880	46	967	15	365	16	742	696	0	0	46	0
72 – 34Del Ori	9643	224	5427	151	666	22	179	9	71	20	8	0	34	9
73 – 57Gam1And	320	16	4720	52	2737	130	1114	40	1041	0	1041	0	0	0
74 – 11Bet Cas	993	32	4515	75	1274	103	419	44	970	0	970	0	0	0
75 – 26Eps Sco	138	10	3884	17	1928	12	775	12	335	124	0	86	36	89
76 – 27Gam Cas	8179	58	5598	70	1135	96	298	41	1106	0	1106	0	0	0
77 – Eps Cen	8024	139	5268	39	611	18	162	19	345	321	0	0	24	0
78 – Alp Lup	7249	178	5163	52	617	26	167	22	330	286	0	0	44	0
79 – 26Bet Per	3294	543	5504	829	1011	164	315	51	312	0	312	0	0	0
80 – 7Del Sco	9994	206	8115	182	1552	45	446	16	406	119	90	0	9	188
81 – Eta Cen	5340	193	4479	94	576	26	165	16	190	94	0	0	96	0
82 – 48Bet UMa	1588	25	4699	62	958	112	297	48	1664	0	1664	0	0	0
83 -	344	117	3800	71	1922	187	726	66	888	0	784	0	26	78
84 – Alp Phe	168	9	3517	17	1721	11	712	10	1093	202	0	0	891	0
85 – Kap Sco	7069	115	4758	67	566	21	151	14	93	62	0	5	9	17
86 – 35Eta Oph	1237	16	4272	39	812	98	258	27	372	101	235	1	0	35
87 – 64Gam UMa	1449	24	4380	44	922	114	283	48	496	0	496	0	0	0
88 – 31Eta CMa	4025	90	4313	90	651	29	193	22	339	302	0	0	37	0
89 – 5Alp Cep	977	19	4004	49	1008	110	319	45	1569	0	1569	0	0	0
90 – 54 Alp Peg	1475	17	4147	42	793	133	247	38	633	92	458	35	0	48
91 – Kap Vel	5056	43	4392	58	541	20	153	19	358	234	0	0	124	0
92 – 53Eps Cyg	212	17	3361	65	1697	151	652	50	1091	0	959	0	55	77
93 – 53Bet Peg	69	24	3348	140	4343	162	2551	47	455	93	362	0	0	0
94 – 92Alp Cet	34	11	3044	39	3178	38	1682	14	449	109	75	0	0	265

Numéro d'étoile GOMOS	Intensité moyenne UV	Ecart-type intensité UV	Intensité moyenne VIS	Ecart-type intensité VIS	Intensité moyenne IR1	Ecart-type intensité IR1	Intensité moyenne IR2	Ecart-type intensité IR2	Nombre total	Nombre en dark	Nombre en bright	Nombre en twilight	Nombre en staylight	Nombre en twilight+straylight
95 – Zet Cen	6301	63	4230	34	490	23	131	20	226	203	0	0	23	0
96 – 68Del Leo	1011	21	3706	97	842	111	283	38	529	0	511	0	0	18
97 – 8Bet1Sco	4887	30	4086	11	605	18	184	8	123	5	0	0	5	113
98 – 13Zet Oph	4109	31	3783	45	791	109	222	26	196	5	187	0	4	0
99 – Del Cen	5201	118	4000	122	580	29	152	21	426	407	0	0	19	0
100 – 4Gam Crv	2258	22	3830	28	534	15	168	8	666	26	55	0	275	310
101 – 11Alp Lep	522	16	3456	41	720	21	266	20	285	222	0	0	10	53
102 – 24Alp SeR	121	25	2907	74	1609	188	615	60	311	32	178	0	36	65
103 – 38Zet Sgr	1028	21	3618	39	619	23	208	12	191	50	141	0	0	0
104 – 27Bet Lib	2237	11	3769	29	595	100	182	31	151	36	49	0	0	66
105 – 6Bet Ari	914	15	3348	19	753	63	247	22	505	4	501	0	0	0
106 – 9Bet Crv	242	9	2832	14	1123	10	426	8	508	26	9	77	280	116
107 – 37The Aur	1573	28	3672	123	644	83	209	29	714	0	714	0	0	0
108 – Alp Col	2491	21	3642	44	502	22	153	21	318	318	0	0	0	0
109 – Bet Lup	5353	78	3683	21	433	17	114	18	183	183	0	0	0	0
110 – 37Del Cas	836	25	3358	39	764	83	240	32	556	0	556	0	0	0
111 – 8Eta Boo	524	15	3013	52	1145	124	403	49	530	0	482	0	20	28
112 – Alp Mus	4866	54	3667	31	425	27	110	22	198	198	0	0	0	0
113 – Mu Vel	226	22	2772	17	1121	21	430	16	285	230	0	0	55	0
114 – 3Iot Aur	64	28	2684	58	1944	179	834	52	218	0	113	0	17	88
116 – 19Del Sgr	57	9	2615	10	1573	28	665	15	152	19	83	45	0	5
117 – Pi Pup	84	15	2639	40	2161	27	1007	23	918	630	0	0	288	0
118 – 50Gam Aql	50	5	2558	5	1768	6	770	2	5	0	5	0	0	0
119 – 14Eta Dra	246	14	2782	33	1291	100	467	41	1400	0	1400	0	0	0
120 – 1Del Oph	72	16	2705	44	2570	126	1225	33	153	1	150	0	0	2
121 – 29Gam Vir	828	15	2973	55	870	81	292	21	510	0	481	0	0	29
122 – 9Alp2Lib	824	27	3052	33	578	27	199	12	231	18	195	0	0	18
123 – Iot Cen	981	30	3117	31	500	26	165	23	198	153	0	30	15	0
124 – The Car	5983	65	3481	31	403	19	105	17	419	419	0	0	0	0
125 – 44Iot Ori	6167	64	3395	50	407	19	107	12	210	107	5	0	84	14
126 – 60Bet Oph	106	23	2574	68	1393	146	532	39	601	116	366	0	62	57

Numéro d'étoile GOMOS	Intensité moyenne UV	Ecart-type intensité UV	Intensité moyenne VIS	Ecart-type intensité VIS	Intensité moyenne IR1	Ecart-type intensité IR1	Intensité moyenne IR2	Ecart-type intensité IR2	Nombre total	Nombre en dark	Nombre en bright	Nombre en twilight	Nombre en staylight	Nombre en twilight+straylight
127 – 27Bet Her	237	15	2631	48	1315	120	470	40	184	0	166	0	0	18
128 – 67Bet Eri	741	6	2909	11	542	4	186	6	43	0	0	0	43	0
129 – Del Cru	4943	76	3353	34	387	27	103	29	205	205	0	0	0	0
130 – 23Bet Dra	228	12	2597	33	1282	102	465	42	893	0	893	0	0	0
131 – Gam Lup	4535	45	3336	23	397	14	106	13	262	244	0	18	0	0
132 – 15Rho Pup	495	29	2673	86	672	24	232	17	478	366	0	0	112	0
133 – 40Zet Her	437	18	2658	54	1026	133	358	41	855	0	734	0	0	121
134 – Bet Tra	678	12	2710	12	613	14	205	14	225	225	0	0	0	0
135 – Bet Hyi	438	17	2603	19	812	21	296	22	714	714	0	0	0	0
136 – 23Tau Sco	5772	25	3225	6	411	11	115	6	94	4	90	0	0	0
137 – 22Lam Sgr	130	16	2399	11	1124	31	449	13	49	33	7	9	0	0
138 – 47Eps Vir	205	17	2438	78	1133	147	419	42	544	0	458	0	0	86
139 – 9Bet Lep	245	15	2471	22	947	27	362	16	145	104	0	0	41	0
140 – 88Gam Peg	4328	64	3229	50	510	101	140	32	681	191	490	0	0	0
141 – Bet Ara	41	8	2317	21	1448	12	606	12	336	211	0	0	125	0
142 – 49Del Cap	661	32	2644	96	686	79	223	23	561	165	357	0	0	39
143 – Alp Hyi	561	19	2652	23	585	24	202	24	596	596	0	0	0	0
144 – 18Del Cyg	1126	14	2967	57	653	107	197	42	616	0	616	0	0	0
145 – Gam TrA	853	15	2860	14	447	12	147	13	135	135	0	0	0	0
146 – 25Eta Tau	1691	19	2903	33	518	78	166	28	507	71	368	68	0	0
147 – Alp Ara	3435	61	3057	54	447	10	120	10	275	150	0	0	125	0
148 – Alp Tuc	42	7	2264	9	1425	15	620	12	584	72	0	0	512	0
149 – 45Eps Per	4489	43	2999	35	546	107	151	34	472	0	472	0	0	0
150 – 44Zet Per	2392	18	2807	39	688	67	218	25	317	0	279	0	0	38
151 – 13Mu Gem	33	12	2254	96	2997	88	1804	21	115	0	28	0	73	14
152 – 12Alp2CVn	1710	19	3184	60	795	108	248	47	358	0	358	0	0	0
153 – 3Bet CMi	1568	15	2894	9	405	5	125	5	41	0	0	36	0	5
154 -22Bet Aqr	236	19	2379	41	1038	102	371	29	739	142	597	0	0	0
155 – 41Pi Sgr	438	19	2558	19	673	58	238	18	443	245	146	52	0	0
157 – The1Eri	670	12	2612	21	476	13	159	12	1248	479	0	0	769	0
158 – 6pi Sco	4355	53	2958	31	372	10	98	14	45	45	0	0	0	0

Numéro d'étoile GOMOS	Intensité moyenne UV	Ecart-type intensité UV	Intensité moyenne VIS	Ecart-type intensité VIS	Intensité moyenne IR1	Ecart-type intensité IR1	Intensité moyenne IR2	Ecart-type intensité IR2	Nombre total	Nombre en dark	Nombre en bright	Nombre en twilight	Nombre en staylight	Nombre en twilight+straylight
159 – Ups Car	402	18	2455	33	553	21	226	21	403	403	0	0	0	0
160 – 23Gam Per	325	21	2362	32	1042	92	377	40	1262	0	1262	0	0	0
161 – Tau Pup	65	17	2121	13	1082	10	437	17	104	104	0	0	0	0
162 – 34Alp Aqr	174	22	2215	41	1031	102	378	29	848	185	620	43	0	0
163 – 7Del Crv	1087	24	2641	42	400	30	128	11	97	1	12	1	5	78
164 – 44Eta Peg	252	11	2301	34	1107	117	397	38	84	0	84	0	0	0
165 – 34Gam Eri	24	9	2082	20	1804	17	903	10	369	97	65	0	142	65
166 – 17Eps Leo	253	15	2201	67	927	111	343	34	393	0	353	0	0	40
167 – 10Gam2Sgr	131	14	2088	14	925	14	364	15	71	66	0	5	0	0
168 – 17Zet Aql	891	16	2644	65	595	141	181	39	603	0	559	0	0	44
169 – 46Gam Hya	163	18	2055	24	842	20	323	19	277	89	17	83	2	86
170 – 27Eps Gem	51	8	1955	38	1123	65	443	22	149	0	9	0	56	84
171 – 2Eps Crv	46	8	1965	9	1116	7	465	8	182	5	0	110	53	14
172 – Gam gru	1557	31	2611	22	356	13	111	13	366	166	0	0	200	0
173 – 4Bet Tri	643	23	2443	35	645	111	202	35	578	0	490	0	0	88
174 – 52Psi UMa	126	9	2136	32	1307	106	496	51	1348	0	1348	0	0	0
175 – 29Del Per	1992	21	2680	37	587	81	170	35	505	0	505	0	0	0
176 – 23Zet Tau	3472	126	2978	68	410	34	119	16	275	5	94	0	0	176
177 – 1Zet CMa	2909	30	2670	48	328	23	90	17	208	208	0	0	0	0
178 – 1ot1Sco	220	11	2184	20	654	21	280	21	81	46	0	0	5	30
179 – 24Omi2CMa	2608	60	2467	76	361	11	105	11	650	103	0	0	547	0
180 – 27Gam Boo	599	9	2401	31	795	94	256	42	625	0	625	0	0	0
Numéro de planète	Intensité moyenne UV	Ecart-type intensité UV	Intensité moyenne VIS	Ecart-type intensité VIS	Intensité moyenne IR1	Ecart-type intensité IR1	Intensité moyenne IR2	Ecart-type intensité IR2	Nombre total	Nombre en dark	Nombre en bright	Nombre en twilight	Nombre en staylight	Nombre en twilight+straylight
1014 - Mars	13379	8734	263571	170458	50371	70608	55760	35574	724	198	201	0	19	306
1015 - Jupiter	28259	729	293243	5739	92772	1889	30777	604	175	0	175	0	0	0
1016 - Saturne	2549	58	35707	416	14582	194	5346	71	137	0	137	0	0	0

Tableau 2 : Récapitulatif des intensités moyennes et variabilités des étoiles et des planètes dans chaque spectromètre GOMOS. Les étoiles surlignées en gras sont celles adaptées à l'étude de la vapeur d'eau.

Annexe 2

Climatologie de la vapeur d'eau

1. Choix des données :	198
2. Construction de la climatologie.....	199

1. Choix des données :

Pour établir une climatologie, il est nécessaire de disposer de données d'un même instrument, sur une période suffisamment longue et avec une bonne couverture spatiale et temporelle. Il est aussi nécessaire que la qualité des données ait été évaluée et ainsi que leur fiabilité soit avérée. Au vu des résultats du second chapitre, aucun instrument ne remplit de tels critères sur tout le domaine d'altitude couvrant la moyenne et haute troposphère ainsi que la stratosphère. Par contre, on a constaté dans ce chapitre qu'HALOE disposait de données sur une période assez longue et de bonne qualité aux tropiques pour des pressions inférieures à 100 hPa. La qualité des mesures de vapeur d'eau aux autres latitudes a été largement évaluée dans diverses publications. Ainsi la précision des mesures est estimée à 10-14 % entre 1 et 10 hPa, 14-19 % entre 10 et 40 hPa et 19-24 % entre 40 et 100 hPa (Kley et al., 2000). Au-delà de 70° nord ou sud voire encore moins certains mois (50°S pour juin par exemple), HALOE dispose de très peu de données alors qu'MLS, également à bord du satellite UARS, offre une couverture spatiale jusqu'à 80° nord et sud. MLS (Barath et al., 1993) mesure les radiances du limbe atmosphérique dans une bande centrée autour de 183,3 GHz pour la restitution de la vapeur d'eau. La version 104 développée par Pumphrey [1999] et maintenant appelée version 6 utilise un algorithme non linéaire qui permet de donner des concentrations de vapeur d'eau avec une bonne résolution verticale (2,5-3 km au lieu de 5 km pour la version 4). La résolution horizontale est de 4° en latitude et 12 à 24° en longitude (Pumphrey et al., 2000). A l'aide de comparaisons avec divers instruments (HALOE, ATMOS et hygromètres à point de condensation à bord de ballons), Pumphrey [1999] détermine la présence d'un léger biais sec de 0 à 0,4 ppmv dans la basse stratosphère et un biais sec de 0,2 à 0,7 ppmv en haute stratosphère. Il indique aussi la possibilité d'utiliser les données à 100 hPa mais avec précaution vu que ces dernières peuvent contenir une part d'apriori. Cet apriori étant en fait en basse stratosphère une climatologie calculée en moyennant mensuellement et zonalement les données SAGE-II, cela n'est pas un handicap compte tenu que l'on cherche à réaliser une climatologie avec des caractéristiques similaires (moyennes mensuelles et zonales). Durant la période de fonctionnement d'HALOE et de MLS, seules les analyses ECMWF peuvent fournir des données fiables en troposphère. Du fait que le modèle produisant les données ECMWF ne permet pas de sursaturation par rapport à la glace, on s'attend à avoir un biais sec dans les analyses en haute troposphère comme constaté pour la première fois dans l'article d'Ovarlez et Van Velthoven [1997]. En effet, la glace a tendance à se former plus rapidement que dans la réalité (dès la saturation) induisant ainsi une diminution plus grande de la vapeur

d'eau. Ce biais devrait surtout être visible aux tropiques où les températures plus faibles rendent la sursaturation plus fréquente. Néanmoins, d'après Oikonomou et O'Neil [2006], les données ECMWF ERA-40 souffrent d'un biais humide de 20 % en haute troposphère tropicale comparées aux données recueillies à bord des avions du réseau MOZAIC. Quoi qu'il en soit, d'un point de vue qualitatif, les données ECMWF sont de bonne qualité (Ovarlez et al., 2000 ; Spichtinger et al., 2005).

Concrètement, la climatologie est donc réalisée avec les données HALOE V19 du 11 octobre 1991 au 26 mars 2004, les données MLS V104 du 19 septembre 1991 au 22 avril 1993 et les données ECMWF ERA-40 (obtenues à partir du modèle IFS cycle 23r4 à la résolution T159L60) du 1^{er} janvier 1991 au 31 août 2002.

2. Construction de la climatologie

Le but est de se ramener à un champ de vapeur d'eau en ppmv à la même résolution que les champs ECMWF fournis en entrée dans le modèle MIMOSA c'est-à-dire avec une résolution horizontale de 2,5° en latitude et sur 17 niveaux de pression. Pour chaque set de données, on procède différemment :

Pour ECMWF :

On dispose d'un fichier température T (K) et d'un fichier humidité relative RH (%) pour chaque année. Chaque fichier source contient déjà les données en moyenne mensuelle à 1,125° de résolution en latitude et longitude sur les 23 niveaux de pression suivant : 1, 2, 3, 5, 7, 10, 20, 30, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 775, 850, 925 et 1000 hPa. Pour chaque mois, on procède de manière identique. On calcule prioritairement en chaque point de la grille (à 1,125° et 23 niveaux) la quantité de vapeur d'eau H₂O en ppmv :

$$H_2O = \frac{P_{vap}}{P} \times 10^6 = \frac{RH \times P_s}{100 \times P} \times 10^6 \quad \text{avec } P_{vap} \text{ la pression de vapeur d'eau, } P_s \text{ la pression de}$$

vapeur d'eau à saturation et P la pression ambiante de l'air, toutes en Pa.

Selon la température, la formule permettant de calculer la pression de vapeur d'eau à saturation P_s va changer. Les formulations choisies sont celles utilisées par le modèle ECMWF et récapitulées dans Simmons et al. [1999] :

* Si la température est supérieure à 273,16 K, on utilise la formule de Buck [1981] pour le calcul de la pression de vapeur saturante au-dessus de l'eau liquide :

$$P_{s_l} = 611,21 \times \exp\left(17,502 \times \frac{T - 273,16}{T - 32,19}\right)$$

* Si la température est inférieure à 250,16 K, on utilise la formule d'Alduchov et Eskridge [1996] pour le calcul de la pression de vapeur saturante au-dessus de la glace :

$$P_{s_g} = 611,21 \times \exp\left(22,587 \times \frac{T - 273,16}{T + 0,7}\right)$$

* Si la température est comprise entre 250,16 K et 273,16 K, on utilise une combinaison de ces deux dernières formules selon :

$$P_s = P_{s_g} + (P_{s_l} - P_{s_g}) \times \left(\frac{T - 250,16}{23}\right)^2$$

Une fois la quantité de vapeur d'eau calculée, on interpole linéairement les données en latitude pour se ramener à la résolution 2,5°. On interpole ensuite linéairement en altitude sur les 17 niveaux de pression et on moyenne sur toutes les longitudes. On refait chaque opération pour toutes les années et on moyenne au final sur les années.

Pour MLS :

On a un fichier par jour avec les données vapeur d'eau en rapport de mélange fournies sur les niveaux de pression UARS. En tout, il existe 39 niveaux de pression, 6 par décade qui peuvent être calculés grâce à la formule :

$$P = 1000 \times 10^{-\frac{i}{6}} \text{ en hPa avec } i \in \mathbb{N} \text{ et } 0 \leq i \leq 38$$

Pour chaque mois et chaque point de latitude φ sur lequel on veut interpoler les données (tous les 2,5° en latitude), on sélectionne les profils MLS dont la latitude est comprise entre $(\varphi - 1)$ et $(\varphi + 1)^\circ$. Seules les données ayant des incertitudes de mesure positives et des rapports de mélange eux-mêmes positifs sont gardées suivant les conseils de Pumphrey. On réalise ensuite une interpolation linéaire de chaque profil sélectionné sur les niveaux de pression désirés. Comme les données vapeur d'eau MLS ne sont pas disponibles en haute troposphère, seuls les niveaux de pression inférieurs à 70 ou 100 hPa sont accessibles selon les mois et latitudes. On réalise enfin la moyenne des profils ainsi obtenus pour chaque mois et chaque point de latitude.

Pour HALOE :

La technique étant de l'occultation solaire au lever ou au coucher du soleil, on a deux fichiers, un pour les couchers et un pour les levers de soleil. Dans le calcul de la climatologie, les levers et couchers de soleil sont regroupés ensemble indifféremment. Dans chaque fichier, un ensemble de profils est donné. Les niveaux de pression ou d'altitude sont variables d'un profil à l'autre et dépendent des configurations géométriques de chaque occultation. Comme pour MLS, pour chaque mois et chaque point de latitude ϕ sur lequel on veut interpoler les données, on sélectionne les profils dont la latitude est comprise entre $(\phi - 1)$ et $(\phi + 1)^\circ$. On réalise ensuite une interpolation linéaire de chaque profil sélectionné sur les 17 niveaux de pression désirés après avoir supprimé les valeurs négatives du profil. On réalise enfin la moyenne des profils ainsi obtenus pour chaque mois et chaque point de latitude.

Assemblage des trois sets de données :

Une fois les données MLS et HALOE traitées, on réalise une moyenne des deux pour chaque mois, chaque point de latitude et pour chaque niveau de pression inférieur ou égal à 70 hPa. Pour les pressions supérieures ou égales à 150 hPa, seules les données ECMWF sont conservées. Pour le niveau 100 hPa, une interpolation entre les deux sets de données (MLS/HALOE et ECMWF) est réalisée de la manière suivante :

$$H_2O_{P_m} = \cos^2\left(\frac{\pi(P_m - P_1)}{2(P_2 - P_1)}\right) \times H_2O_{P_1} + (1 - \cos^2\left(\frac{\pi(P_m - P_1)}{2(P_2 - P_1)}\right)) \times H_2O_{P_2}$$

avec $P_m=100$ hPa, $P_1=70$ hPa et $P_2=150$ hPa.

Changement de résolution :

Dans le modèle MIMOSA, les champs ECMWF d'entrée peuvent être à $0,5^\circ$; $1,125^\circ$ ou encore $0,5^\circ$ de résolution. Il serait donc intéressant d'avoir des climatologies aux mêmes résolutions. Refaire toute la climatologie avec une meilleure résolution en latitude ne donne pas de bons résultats vu que le nombre de profils HALOE ou MLS disponibles dans chaque intervalle de latitude est trop faible voire nul à certaines latitudes. Pour obtenir une climatologie à $0,5^\circ$ ou $1,125^\circ$ de résolution, on interpole donc linéairement en latitude la climatologie réalisée à $2,5^\circ$ de résolution.

Lissage de la climatologie :

Il est à noter que pour les données HALOE et MLS, il aurait été plus opportun d'utiliser la méthode du krigeage statistiquement plus performante pour interpoler spatialement les

données et ayant l'avantage de prendre en compte les incertitudes sur les données. Cela aurait probablement permis de supprimer des profils aberrants ayant une forte influence sur le résultat final comme on peut le voir sur la figure 1a vers 20°S où de forts rapports de mélange en vapeur d'eau s'étendent vers les hautes altitudes. Pour corriger ce problème, on réalise un lissage des données en latitude sur environ 10° soit 9 points si la résolution de la climatologie est de 1,125°. On obtient ainsi une climatologie lissée en latitude comme on peut le voir pour le mois d'août sur la figure 1b. C'est cette climatologie lissée qui sert d'entrée dans le modèle MIMOSA.

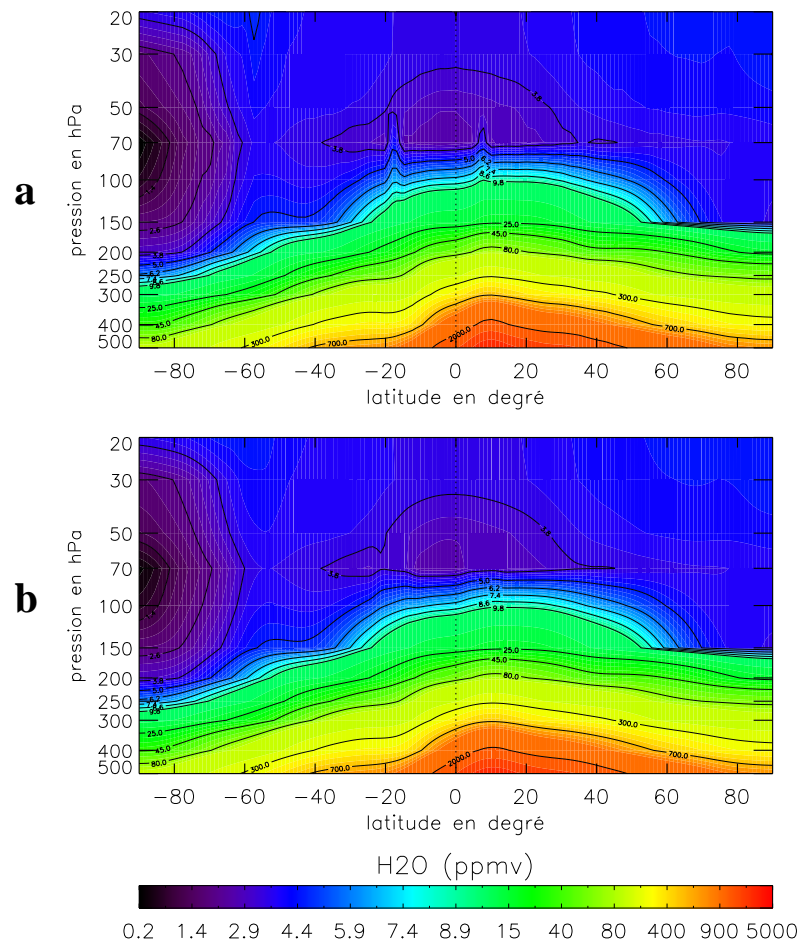


Figure 1 : Variation de la vapeur d'eau à 1,125° de résolution pour le mois d'août en fonction de la latitude et de l'altitude sans lissage (a) et avec lissage (b).

Annexe 3

Publication

Le contenu de cet article est reporté au chapitre 2 de ce manuscrit et est consultable également à l'adresse : <http://www.atmos-chem-phys-discuss.net/7/6037/2007/acpd-7-6037-2007.pdf>

Atmos. Chem. Phys. Discuss., 7, 6037–6075, 2007
www.atmos-chem-phys-discuss.net/7/6037/2007/
© Author(s) 2007. This work is licensed
under a Creative Commons License.



Evaluation of balloon and satellite water vapour measurements in the Southern tropical UTLS during the HIBISCUS campaign

N. Montoux^{1,3}, A. Hauchecorne¹, J.-P. Pommereau¹, G. Durry^{1,2}, B. Morel³,
R. L. Jones⁴, F. Lefèvre¹, and H. Bencherif³

¹Service d'Aéronomie, Centre national de la recherche scientifique, Institut Pierre-Simon Laplace, Université ParisVI, Université de Versailles Saint-Quentin, Verrières-le-Buisson cedex, France

²Groupe de Spectroscopie moléculaire et Atmosphérique, CNRS and Université de Reims Champagne-Ardenne, Reims cedex, France

³Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR Université de La Réunion-CNRS-Météo France, St-Denis de La Réunion, France

⁴Center for Atmospheric Science, University Chemical Laboratory, University of Cambridge, Cambridge, UK

Received: 10 April 2007 – Accepted: 21 April 2007 – Published: 8 May 2007

Correspondence to: N. Montoux (nadege.montoux@aerov.jussieu.fr)

6037

Abstract

Among the objectives of the HIBISCUS campaign was the study of water vapour in the tropical upper troposphere and lower stratosphere (UTLS) by balloon borne in situ and remote sensing, offering a unique opportunity for evaluating the performances of balloon and satellite water vapour data available at the southern tropics in February–April 2004. Instruments evaluated include balloon borne in situ tunable diode laser spectrometer (μ SDLA) and surface acoustic wave hygrometer (SAW), and remote sensing with a near IR spectrometer (SAOZ) flown on a circumnavigating long duration balloon. The satellite systems available are those of AIRS/AMSU (v4), SAGE-II (v6.2), HALOE (v19), MIPAS (v4.62) and GOMOS (v6.0). In the stratosphere between 20–25 km, three satellite instruments, HALOE, SAGE-II and MIPAS, are showing very consistent results (nearly constant mixing ratios), while AIRS, GOMOS and the SAOZ balloon are displaying a slight increase with altitude. Considering the previous studies, the first three appear the most precise at this level, HALOE being the less variable (5%), close to the atmospheric variability shown by the REPROBUS/ECMWF Chemistry-Transport model. The three others are showing significantly larger variability, AIRS being the most variable (35%), followed by GOMOS (25%) and SAOZ (20%). Lower down in the Tropical Tropopause Layer between 14–20 km, HALOE and SAGE-II are showing marked minimum mixing ratios around 17–19 km, not seen by all others. For HALOE, this might be related to an altitude registration error already identified on ozone, while for SAGE-II, a possible explanation could be the persistence of the dry bias displayed by previous retrieval versions, not completely removed in version 6.2. On average, MIPAS is consistent with AIRS, GOMOS and SAOZ, not displaying the dry bias observed in past versions, but a fast degradation of precision below 20 km. Compared to satellites, the μ SDLA measurements shows systematically larger humidity although this conclusion may be biased by the fact that the balloon flights were carried out intentionally next or above strong convective systems where remote observations from space are difficult. In the upper troposphere below 14 km, all remote sensing measurements

6038

Annexe 4

Liste des abréviations et acronymes

AIRS	A tmospheric I nfrared S ounder
AMSU	A dvanced M icrowave S ounding U nit
AVHRR	A dvanced V ery H igh R esolution R adiometer
CCD	C harge C oupling D evice
CEPMMT	C entre de P révisions M étéorologiques à M oyen T erme ou ECMWF en anglais
CTM	C hemistry T ransport M odel
DMI	D anish M eteorological I nstitute
DOAS	D ifferential O ptical A bsorption S pectroscopy
ECMWF	E uropean C entre for M edium- R ange W eather F orecasts ou CEPMMT en français
ENVISAT	ENV ironmental SAT ellite
EOS	E arth O bserving S ystem
ERBS	E arth R adiation B udget S atellite
ESA	E uropean S pace A gency
ETS	E change T roposphère- S tratosphère
GFS	G lobal F orecast S ystem
GOMOS	G lobal O zone M onitoring by O ccultation of S tars
HALOE	HAL ogen O ccultation E xperiment
IAA	I nstituto de A strofísica de A ndalucía
IMK	I nstitut für M eteorologie und K limaforschung
INCA	IN ter hemispheric difference in C irrus properties from A nthropogenic emissions
IPCC	I ntergovernmental P anel on C limate C hange
LT	L ocal T ime
METRO	ME ridional TR ansport for O zone in the Lower Stratosphere

MIMOSA	M odélisation I sentrope du transport M éso-échelle de L' O zone S tratosphérique par A dvection
MIPAS	M ichelson I nterferometer for P assive A tmospheric S ounding
MLAC	M odèle L agrangien d' A dvection C ondensation
MLS	M icrowave L imb S ounder
MODIS	M ODerate resolution I maging S pectroradiometer
MOZAIC	M easurements of O Zone and water vapour by in-service A irbus air C raft
NCEP	N ational C enters for E nvironmental P rediction
NILU	N orwegian I nstitute for Air Research
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
OHP	O bservatoire de H aute- P rovence
SAGE-II	S tratospheric A erosol and G as E xperiment II
SAOZ	S ystème d' A nalyse par O bservation Z énithale
SAW	S urface A coustic W ave sensor
SDLA	S pectromètre à D iodes L aser A ccordables (ou μ SDLA)
SF-2/-4	S hort F light
THESEO	T Hird E uropean S tratospheric E xperiment on O zone
TST	T ransport de la S tratosphère vers la T roposphère
TTL	T ropical T ropopause L ayer
TTS	T ransport de la T roposphère vers la S tratosphère
UARS	U pper A tmosphere R esearch S atellite
UCAM	U niversity of C AMbridge
UTC	T emps U niversel C oordonné
UTLS	U pper T roposphere - L ower S tratosphere
VAS	V ISSR A tmospheric S ounder
VISSR	V isible I nfrared S pin- S can R adiometer
WMO	W orld M eteorological O rganization